F 1578 3-04-001

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

BIBLIOTECA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

L 034 479

GEOFIZICĂ

TOMUL 15
1977

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Comitetul de redacție

Redactor responsabil:

ACAD. SABBA ȘTEFĂNESCU

Redactor responsabil adjunct:

Prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Membri:

Prof. IULIAN GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, Prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, DRAGOMIR ROMANESCU, MARIUS VISARION.

Secretar științific de redacție: DOREL ZUGRĂVESCU

Toute commande de l'étranger pour les travaux parus aux Editions de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie sera adressée à ILEXIM Departamentul Export-Import Presă PO Box 136—137 — telex: 1226 — Bucarest, str. 13 Decembrie nr. 3.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență, se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: str. Alex. Sahia nr. 19—21, 70, 201 — București

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
București, Calea Victoriei 125, 71021, tel. 50.76.80

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1823

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

TOM. 15 1977

SUMAR

ŞTEFAN AIRINEI, RADU BOTEZATU, Contribuţii geofizice la cunoaşterea geologică a Dobrogei 3
ŞTEFAN AIRINEI, Microplăci litosferice pe teritoriul României reflectate în anomalii gravimetrice regionale 19
DINU ŞTEFĂNESCU, MIRCEA PAUCĂ, TIBERIU ZORAPAPEL, TUDOREL ORBAN, Studii de microzonare în vederea îmbunătăţirii proiectării construcţiilor din regiuni seismice 31
CRIŞAN DEMETRESCU, Cu privire la efectul lucrărilor de foraj asupra cîmpului termic natural 47
N. PANIN, G. SALOMIE, V. VARODIN, Cercetări batimetrice pe platforma continentală a Mării Negre 57
MARIA LEMNE, ELEONORA VÎJDEA, ANCA TĂNĂSESCU, OLIVIA ROMANESCU, AUREL RĂDULESCU, Determinarea vîrstelor absolute prin metoda $A-K$, varianta diluţiei izotopice 75
CRIŞAN DEMETRESCU, Determinarea conductivităţii termice a rocilor prin măsurători pe fragmente de rocă 85
ŞTEFAN AIRINEI, A. PRICĂJAN, T. BANDRABUR, Semnificaţia vulcanismului neogen din România în legătură cu sursele de ape termale 93
V. D. RUSU, C. S. SAVA, Anomalia cîmpului gravităţii în lucrările miniere de la Băişoara 103
DAN ZORILESCU, Metode de estimare a cantităţii de aur din bidoane sigilate prin activare şi programare matematică 117
PAUL CRISTEA, PETRE CONSTANTINESCU, SEVER SPĂNOCHE, Cercetări seismice în sonde pentru sare 137
V. VARODIN, Aplicarea prospecţiunii seismice de reflexie la cercetarea platformei continentale româneşti a Mării Negre 151
AURELIAN NEGUŢ, Contribuţii la valorificarea diagrafiei geofizice în explorarea masivului de sare Slătioarele—Argeş 167
LIVIU CONSTANTINESCU, Cîteva informaţii cantitative asupra seismului vrîncean din 4 martie 1977 177
LIVIU CONSTANTINESCU, Contribuţia lui Ştefan Hepites la dezvoltarea geofizicii . . 179
ION VENCOV 187

ST. CERC., GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 1—188, BUCUREŞTI, 1977

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
GEOFIZICĂ

CONTRIBUȚII GEOFIZICE LA CUNOAȘTEREA GEOLOGICĂ A DOBROGEI

DE

ȘTEFAN AIRINEI, RADU BOTEZATU

Universitatea București

CONSIDERAȚII GENERALE DE ORDIN GEOLOGIC ȘI GEOFIZIC

În literatura de specialitate se întîlnește adesea expresia „Dobrogea, muzeu geologic". Pe drept cuvînt, ținutul dobrogean, de întindere relativ mică, se detașează net în aproape toate imaginile cartografice ale țării și expune la zi sau în imediata vecinătate a solului, roci și formațiuni geologice foarte variate, cu vîrste din precambrian pînă în actual, în succesiuni întrerupte adesea de discordanțe stratigrafice. I. Atanasiu (1940), avînd în vedere acest ansamblu, consideră Dobrogea ca un bloc nescufundat, înconjurat de sedimente noi, conferindu-i calitatea de horst.

Gh. Macovei (1928), făcînd un bilanț al activității geologice din prima jumătate de secol de independență a Dobrogei, arată că la capătul subjugării otomane, cunoștințele geologice pentru acest teritoriu erau aproape inexistente, iar cele cîteva „note de călătorie" lăsate de puținii geologi în trecere, de-abia au prelejuit semnalări modeste în unele lucrări de sinteză (E. Suess, 1892). În aceeași situație se prezintă și lucrările geofizice, reprezentate doar de cîteva măsurători magnetice (K. Popoff, 1916—1917), menționate sporadic. De la prima lucrare cu adevărat științifică (K. Peters, 1867) și pînă în 1928, numărul lucrărilor geologice publicate ajunsese la 109. Deși puține, au permis, totuși, schițarea primului cadru geologic general al Dobrogei, în care s-au înfiripat criterii de separare a unităților structurale importante și au deschis numeroase probleme de ordin stratigrafic, petrografic și mineralogic, tectonic, hidrogeologic etc., pentru fiecare unitate geomorfologică.

Din anul 1928 pînă în prezent, numărul lucrărilor geologice și geofizice (publicații, texte de comunicări, rapoarte, referate, proiecte de lucrări de explorare geologică etc.) a crescut considerabil. Bilanțul lucrărilor geologice din această perioadă a fost realizat parțial, relativ recent (V. Ianovici și colab., 1961). Lucrările geofizice la scară regională, gravimetrice și magnetice, au fost utilizate ca punct de plecare la întocmirea și interpretarea hărții structurii profunde a teritoriului României (I. Gavăt și colab., 1963) și, mai curînd, în sinteza contribuțiilor geologice și geofizice la descifrarea și cunoașterea „horstului dobrogean" (Șt. Airinei, 1973).

În legătură cu rezultatele geofizice la scară regională, este de relevat, chiar de la început, că ele confirmă în bună parte schema structurii majore a Dobrogei, la nivelul fundamentului, așa cum a văzut-o I. Atanasiu (1940). În ceea ce privește volumul relativ mic de date încadrate de obicei la cele privind „fizica globului" — cum ar fi măsurătorile magnetice absolute

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 3—17, BUCUREȘTI, 1977

(M. Socolescu, 1941), determinările paleomagnetice (Al. Costa-Foru și colab., 1967), lucrările de seismologie (M. Drăghiceanu 1896—1937; D. Enescu și P. Ionescu-Andrei, 1963), în general și cele de seismicitate (I. Atanasiu, 1961; R. Ciocârdel și colab., 1972; L. Constantinescu și colab., 1975) în special — rămîn să fie doar amintite.

CARACTERUL DE HORST AL DOBROGEI CENTRALE

Conceptul de „horst dobrogean" — apărut, ca model geologic, asociat observației și gîndirii geologice — prezintă o evoluție semnificativă pentru procesul complex „cantitativ-calitativ" al cunoașterii științifice. La îmbogățirea conținutului, a participat activ, în ultimele 2—3 decenii, alături de cercetarea geologică și cea geofizică.

În prima etapă, este de remarcat faptul că geografia a asigurat, prin cursuri și manuale școlare, o largă vehiculare a conceptului de „horst dobrogean". Mai mult, se cunoaște o prelucrare geografică a acestui concept (C. Brătescu, 1928), fundamentată mai ales pe schița tectonică a Dobrogei după Gh. M. Murgoci (1915), în care „horstului dobrogean" îi este atribuit teritoriul Dobrogei de nord, cuprins între linia de încălcare Peceneaga — Camena, la sud, falia Focșani — Galați — Tulcea — Mahmudia, la nord, și falia sau flexura Dunării, la vest. Pe parcurs, modelul a evoluat pe două căi distincte din punctul de vedere al fundamentării conținutului său: *calea geografică*, care a condus la înlocuirea noțiunii de „horst dobrogean" cu aceea de „podiș" (V. Mihăilescu, 1957 și 1969) sau de „platformă" (V. Mihăilescu, 1969) și *calea geologică*, care îl păstrează și îi îmbogățește conținutul, uneori cu modificări substanțiale sub raportul întinderii teritoriului înglobat. Astfel, I. Atanasiu (1940) consideră „horst dobrogean" întregul ținut dintre Dunăre și Marea Neagră, pînă la limita sudică a șisturilor verzi, de unde, spre sud, se instalează „podișul prebalacanic" al Dobrogei de sud. Totuși, în cursurile de *Geologia României* (D. M. Preda, 1948; N. Oncescu, 1957), se consideră drept „horst dobrogean" numai ținutul situat la nord de linia Peceneaga — Camena, aria șisturilor verzi fiind alipită la Dobrogea de sud.

Începînd cu anul 1950, teritoriul Dobrogei purcede să fie acoperit sistematic cu măsurători geofizice regionale: magnetice (1950—1952) și gravimetrice (1953—1957). Concomitent sau mai tîrziu, au fost executate măsurători seismice refracție: un profil median, nord-sud, pe teritoriul Dobrogei (1956—1957) și altul la vest de Dunăre, pe aliniamentul Călărași — Oancea (1967—1969), situat pe profilul internațional II al rețelei est-europene pentru studiul seismic al scoarței terestre. Hărțile magnetice ale Dobrogei și ale zonelor limitrofe din vest și nord (Șt. Airinei, 1955 și 1958), harta gravimetrică a Dobrogei centrale (R. Botezatu și Tr. Băcioiu, 1955) și aceea a Dobrogei de nord, Moldovei de sud și nord-estul Cîmpiei Române (R. Botezatu și colab., 1961) au adus numeroase informații cu privire la structura adîncă a substratului dobrogean. Citățm: separarea fundamentului în trei compartimente majore, de ordinul I, care corespund la suprafață Dobrogei de nord, Dobrogei centrale și Dobrogei de sud; deblocarea compartimentelor de fundament de ordinul I, în compartimente de ordinul II și chiar de ordinul III, dispuse în horsturi, grabene sau trepte; localizarea

aliniamentelor faliilor sau dislocațiilor care le separă ; prelungirea ansamblului de compartimente dobrogene la vest și nord de Dunăre ; localizarea magmatitelor intruzive și efuzive ș.a. Cuplurile de anomalii gravimetrice-magnetice ce rămâneseră deschise pe litoralul românesc al Mării Negre constituiau primele indicații ale prelungirii structurilor dobrogene în zona șelfului continental (Șt. Airinei, 1967).

În ceea ce privește „horstul dobrogean", rezultatele gravimetrice și magnetice aduc precizarea că, cel puțin la nivelul fundamentului cristalin, acesta ocupă aria compartimentului major de ordinul I al Dobrogei centrale, cuprins între dislocațiile majore Peceneaga — Camena, la nord și Capidava—Ovidiu, la sud, cu o accentuată denivelare pozitivă față de compartimentele adiacente de la nord și sud de acesta. Această geometrizare venea să confirme conceptul de „horst dobrogean" pe care îl avea formulat pe considerente geologice acad. G. Murgeanu și care nu a întîrziat să fie preluat într-un model geologic (R. Ciocârdel și Em. Protopopescu—Pache, 1955), în care Dobrogea centrală este privită, „în acord cu datele magnetice", ca „adevăratul horst dobrogean", ridicat între două dislocații aproape paralele (Peceneaga — Camena și Hîrșova — Tașaul), față de care Dobrogea de nord și Dobrogea de sud se găsesc, la nivelul fundamentului, mult mai coborîte.

Studiile de seismometrie cu sursă controlată din lungul profilului Călărași — Oancea au confirmat modelul gravimetric-magnetic al „horstului dobrogean", prin informații privind întreaga grosime a scoarței terestre, foarte clare pentru dislocația Peceneaga — Camena și raportul spațial dintre compartimentele Dobrogei centrale și Dobrogei de nord, mai puțin clare pentru dislocația Capidava — Ovidiu și raportul dintre compartimentele Dobrogei centrale și Dobrogei de sud (P. Constantinescu și colab., 1970). Astfel, dislocația Peceneaga — Camena apare ca un accident tectonic profund, de mare amploare, care afectează întreaga scoarță terestră, depășind chiar discontinuitatea Moho, pe care o denivelează cu circa 10—15 km ; la nivelul suprafeței acestei discontinuități, scoarța în zona Dobrogei centrale are o grosime de 30—35 km, față de aceea din Dobrogea de nord a cărei grosime atinge 40—47 km. Aproximativ aceeași situație se află și la nivelul suprafeței Conrad : aceasta se află la adîncimi cuprinse între 10 și 15 km în compartimentul Dobrogei centrale și în jur de 20 km în compartimentul Dobrogei de nord.

Măsurătorile magnetice (Dr. Romanescu și colab., 1972) și cele seismice (V. Varodin și colab., 1971), efectuate pe șelful continental al Mării Negre, arată că, cel puțin la nivelul fundamentului, structurile dobrogene se prelungesc de la NV spre SE, de pe uscat pe teritoriul submers.

Structura complexă a anomaliei magnetice (ΔZ_a) și anomaliei gravimetrice ($\Delta g_0''$) și claritatea prin care ambele își dezvăluie părțile regionale și locale au constituit suportul principal pentru compartimentarea întregului fundament al teritoriului României, precum și al selectării efectelor caracteristice pentru trasarea dislocațiilor crustale, regionale și locale din harta structurii geologice profunde (I. Gavăt și colab., 1963). Sintetizarea la scară națională a datelor magnetice și gravimetrice scoate în evidență în mod clar caracterul de horst al Dobrogei centrale, precum și prelungirea fundamentelor dobrogene, eterogene ca vîrstă și constituție petrografică, la vest și nord de Dunăre. Numeroasele sugestii interpretative pe care le-a

deschis harta structurii geologice profunde a teritoriului României şi-au găsit unele rezolvări, de început, în explicarea mişcărilor recente ale scoarţei terestre (R. Ciocârdel şi Al. Esca, 1966 ; M. Visarion şi I. Drăgoescu, 1975), precum şi în tentativa de descifrare a succesiunii ciclurilor tectonomagnetice prealpine pe teritoriul României (D. Giuşcă şi colab., 1969). Le amintim, pentru că ambele confirmă poziţia de horst a Dobrogei centrale.

În ceea ce priveşte mişcările recente ale scoarţei terestre pe teritoriul Dobrogei, reţinem următoarele date care pot sugera gradul de mobilitate actuală al sistemului său complex de fracturi : ţinutul dintre Dunăre şi Marea Neagră prezintă o dublă mişcare de basculă, o ridicare axială cu o tendinţă de coborîre de la sud spre nord (de la circa 1,8 mm/an la 0,5 mm/an), afundări lente spre vest, spre Cîmpia Română, şi spre est, către Marea Neagră, unde, la sud de Constanţa, tendinţa de coborîre atinge valori de pînă la —2 mm/an.

CONCEPTE ASUPRA EVOLUŢIEI ŞI RAPORTURILOR FUNDAMENT/CUVERTURĂ

Ne vom referi numai la acele concepte la formularea cărora au participat cu pondere importantă şi rezultatele geofizice. Conceptul de bază este acela că structura cuverturii sedimentare este subordonată structurii fundamentului metamorfozat şi, mai general, că etajele sau subetajele structurale sînt prepoderent dependente succesiv de sus în jos, respectiv cele aflate mai spre suprafaţă de cele din adîncime. În consecinţă, pentru stabilirea raportului fundament/cuvertură, este necesară cunoaşterea, cel puţin, a elementelor structurale importante ale fundamentului (natura morfologiei sale, dislocaţii, orientările principale ale acestora etc.). Or, la stabilirea acestora, un rol principal l-a avut geofizica.

Caracterul dislocat al fundamentului şi dispunerea lui în compartimente de ordinul I, II şi III au fost puse în evidenţă de gravimetrie şi magnetometrie. Ulterior, această imagine a fost confirmată şi de lucrările seismice. În mod corespunzător, compartimentele de fundament sînt separate şi au jucat diferenţiat pe verticală în lungul dislocaţiilor de ordinul I (crustale), II (regionale) şi III (locale). Unele din faliile care compun cîmpurile de dislocaţii afectează cuvertura sedimentară, ajungînd pînă la suprafaţă (falia Peceneaga — Camena, faliile din Valea Carierei, asociate dislocaţiei Capidava — Ovidiu etc.).

Fundamentul metamorfozat al Dobrogei, aşa cum rezultă din harta structurii geologice profunde a teritoriului României (I. Gavăt şi colab., 1963) şi cum este sugerat, parţial, şi de harta tectonică a ţării (I. Dumitrescu şi colab., 1962), este eterogen ca vîrstă şi constituţie petrografică. Tot după harta structurii geologice profunde, rezultă că fundamentul metamorfozat este constituit din resturile a cel puţin trei catene care au evoluat succesiv de la sud spre nord, între soclurile primitive ale Platformelor Moesică şi Podolică. Fundamentele de vîrste tectonogene diferite sînt caracterizate prin anomalii magnetice regionale bine individualizate, la care se suprapun anomalii magnetice locale de maxim, ca efecte ale magmatismului paleozoic şi mai vechi, aliniate pe fracturi crustale.

Pe teritoriul Dobrogei, fundamentul metamorfozat aparţine la patru zone cu caracteristici fizice şi morfologice distincte şi care, de la sud spre

nord, sînt după cum urmează : zona magnetică a soclului arhaic-carelian al Platformei Moesice ; zona magnetică a fundamentului baikalian, axată pe direcția Constanța — Cernavoda — Țăndărei, la care se adaugă zona magnetică a fundamentului Deltei Dunării, la nord de brațul Sf. Gheorghe ; zona magnetică a fundamentului șisturilor verzi, corespunzător Dobrogei centrale (aparținînd tectogenului caledonian sau mai vechi) și zona magnetică a fundamentului hercinic din Dobrogea de nord. Distribuția zonelor magnetice între soclurile arhaice ale platformelor Moesică și Podolică, atribuite respectiv la resturi ale catenelor baikaliană, caledoniană (?) și hercinic-chimmerică, indică sensul de evoluție a geosinclinalelor intracratonice. Procesul evolutiv a fost controlat, pentru baikalian, de configurația inițială a zonelor de scut, cu sens de migrare a șanțurilor geosinclinale mai tinere (caledonian ?, hercinic și chimmeric) de la SSV spre NNE.

Nu este aici cazul de a prezenta descrierea întregii rețele de dislocații care afectează fundamentul Dobrogei. Reținem că osatura lor este constituită din patru cîmpuri de fracturi crustale, aproape paralele și de orientare SE—NV, dintre care, cele din partea centrală, corespund la două linii rupturale bine cunoscute. Peceneaga — Camena (G_2) și Capidava — Ovidiu (G_4), a treia, la o linie rămasă ascunsă sub cuvertura sedimentară mai tînără și extinsă între Eforie și Rașova (G_5) și a patra, trasată mai recent [1], între Sf. Gheorghe — Galați — Bîrlad (G_{15}). Ele separă compartimentele de ordinul I ale fundamentului dobrogean. Întreg sistemul se prelungește pe aceleași direcții atît la vest și nord—vest de Dunăre, cît și pe șelful continental al Mării Negre. Distribuția lor aproape paralelă, amploarea desfășurării lor în suprafață și în adîncime, precum și faptul că separă fundamente eterogene petrografic, străine unele față de altele, au sugerat ideea că acest grup de dislocații poate face parte dintr-un probabil sistem prejuriasic de falii de transformare (Șt. Airinei, 1973). Mai mult, cum ele afectează în lungime microplaca litosferică a Mării Negre [2], sistemul lor devine un argument de bază pentru a susține că această microplacă litofserică este un aglomerat din resturi de microplăci litosferice prejurasice.

Pe ansamblul structural al fundamentului metamorfozat se așază cuvertura sedimentară, în componența căreia intră formațiuni geologice de la paleozoice și mai vechi, pînă la cele cuaternare (stratul discontinuu de loess care acoperă o mare parte din teritoriul Dobrogei). Grosimea și componența coloanelor stratigrafice ale cuverturii sedimentare sînt diferite de la compartiment major la compartiment major, întrerupte de lacune stratigrafice cu durate geologice mai mari sau mai mici și care, prin diferențierile lor de la zona centrală spre nord și spre sud, dețin cheia numeroaselor dezlegări privind evoluția teritoriului dobrogean. Cîmpurile de fracturi majore și cele subordonate lor au prezentat o mobilitate variabilă în timp și contemporană cu evoluția tectogenelor amintite ; ele au denivelat compartimentele de fundament (complexul structural inferior) și le-au

[1] I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, J. Andrei, Sc. Stoenescu (1968), *Reconsiderări gravimetrice la studiul structurii geologice adînci a teritoriului R. S. România*, Comunicare la cel de al V-lea simpozion național de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței terestre în România (București, 5—8 iulie 1968).

[2] Șt. Airinei (1977), *Microplăci litosferice pe teritoriul României reflectate de anomalii gravimetrice regionale*, Comunicare la cel de al IX-lea simpozion național de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în România (1—4 noiembrie 1976, București).

fixat poziţia relativă unele în raport cu altele. Morfologia fundamentului, condiţionată de poziţia subordonată a compartimentelor sale, se află reflectată în distribuţia zonală şi în structura formaţiunilor sedimentare ale cuverturii (complexul sau etajul structural superior).

Numeroasele studii geologice referitoare la cuvertura sedimentară, asupra cărora nu ne vom opri, depozitează informaţii variate şi necesare pentru interpretarea anomaliilor locale gravimetrice, magnetice, geoelectrice, geotermice, precum şi pentru rezultatele seismicii. Ca un rezultat interesant de semnalat, dedus din interpretarea cantitativă a anomaliei gravimetrice de minim care circumscrie zona depozitelor triasice din Dobrogea de nord [3], este că grosimea cuverturii sedimentare depăşeşte în partea axială a ei valoarea de 3 000 m.

Prelungirea compartimentelor de fundament dobrogean în estul Cîmpiei Române, în sudul Moldovei şi pe şelful continental al Mării Negre, evidenţiată de cercetările magnetice şi gravimetrice (Şt. Airinei, 1955, 1958 şi 1967; R. Botezatu şi colab., 1957 şi 1961), poartă, evident, cuvertura sedimentară specifică de la zonă la zonă. Numeroasele foraje săpate ulterior în sudul Moldovei şi estul Cîmpiei Române au confirmat direct interpretarea geologică a rezultatelor geofizice şi au condus, prin sintetizarea şi valorificarea rezultatelor sondelor, la elaborarea de noi modele geologice valoroase pentru cunoaşterea cuverturii sedimentare şi a raporturilor sale cu fundamentul. Un astfel de model este cel realizat de N. Grigoraş şi Th. Dăneţ (1961), în care apare evidenta prelungire a compartimentelor dobrogene (Munţii Măcinului şi zona şisturilor verzi) la nord şi vest de Dunăre. Analiza mineralogică şi petrografică, precum şi distribuţia spaţială a diferitelor tipuri de roci ale complexului şisturilor verzi din Dobrogea centrală, Dobrogea de nord şi cele întîlnite în forajele de peste Dunăre conduc la concluzia că şisturile verzi au fost sedimentate, probabil, în faza finală a orogenezei huroniene şi că iniţial au acoperit întreaga arie a Dobrogei Centrale şi Dobrogei de nord. Ulterior, şisturile verzi din Dobrogea de nord au luat o poziţie subiacentă formaţiunilor paleozoice, ca urmare a antrenării şi regenerării lor de „orogeneza hercinică şi chimmerică".

MAGMATISMUL ASCUNS IN SUBSTRATUL DOBROGEI

Dacă anomaliile magnetice regionale au condus la raionarea teritoriului Dobrogei şi au permis atribuirea fiecăreia la compartimente de fundament distincte ca proprietăţi magnetice, respectiv distincte din punctul de vedere al compoziţiei lor petrografice, anomaliile magnetice locale au adus contribuţii importante la localizarea şi cunoaşterea direcţiilor de distribuţie a magmatitelor intruzive sau efuzive, care rămîn în interiorul maselor compartimentelor sau le străpung pînă la suprafaţă. Studiul atent al mineralelor accesorii din rocile eruptive, respectiv determinarea cantitativă a mineralelor feromagnetice, precum şi determinările de susceptibilitate magnetică pentru diferitele tipuri de roci dobrogene au arătat că sursele per-

[3] E. Flueraş-Şteflea (1967), *Soluţii structurale pe baza problemei directe a potenţialului pentru anomalia de minim gravimetric din zona triasică a Dobrogei de nord*, Proiect de diplomă (conducător: R. Botezatu).

turbante ale anomaliilor de maxim sînt masele de erupțiuni intruzive sau efuzive. Excepție de la această regulă o fac anomaliile magnetice locale de maxim cauzate de mineralizații feromagnetice (Palazu Mare, Iulia — Consul — Meidanchioi — Niculițel ș.a.). De asemenea, fac excepție și unele porfire vitroase, cum ar fi cele de tip Camena care, lipsite fiind de proprietăți magnetice, nu pot cauza contraste de mase magnetice și prin urmare nu pot fi reflectate în anomalii magnetice locale de maxim (St. Airinei, Georgeta Velcescu, 1967 R). Hărțile magnetice (ΔT și ΔT_a)[4] vin să completeze cu informații suplimentare imaginile de structură și de conținut geologic al subsolului dobrogean, constituite inițial pe baza hărților magnetice la sol (ΔZ și ΔZ_a).

Un tablou spectaculos îl ilustrează anomaliile magnetice locale din Dobrogea de nord. Anomaliile locale de maxim sînt grupate în lungul a patru aliniamente aproape paralele, orientate NV—SE, fiind separate de aliniamente cu anomalii locale de minim. Anomaliile locale de maxim circumscriu toate ivirile la zi ale granodioritelor cunoscute pe zona Munților Măcinului. Aliniamentele, considerate de la nord spre sud, sînt : Cilic — Reni — Brănești ; Megina — Coșlug — Priopcea — Greci — Pricopan — Buceag — Galați ; Sacarbair — Piatra Roșie — Turcoaia — Igliță și Altîn Tepe — Testemel — Peceneaga — Cazasu — Pechea. Caracterul unitar al anomaliilor locale de maxim din lungul acestor patru aliniamente vine să confirme imaginea intuită de Gh. M. Murgoci (1915), că masele granitice din Munții Măcinului ocupă nucleele mai multor anticlinorii care formează osatura structurală a catenei hercinice. În consecință, aliniamentele cu anomalii locale de minim reflectă sinclinoriile dintre respectivele anticlinorii, umplute cu roci epimetamorfice, paleozoice și mai tinere, cu proprietăți magnetice mult mai slabe.

În harta structurii geologice profunde a teritoriului României (I. Gavăt și colab., 1963), anomaliile magnetice locale de maxim sînt legate prin *linii de maxime magnetice* asociate erupțiunilor paleozoice și mai vechi (corespunzător ciclurilor tectonomagnetice respective). Asemenea linii sînt prezente pe sectorul baikalian (aliniamentul Constanța — Cernavoda — Cilibia — Buzău ; cel situat la sud de brațul Chilia, în partea nordică a Deltei Dunării), pe cel al șisturilor verzi (paralelă cu dislocația Peceneaga — Camena, pe aliniamentul Sinoe — Ostrov — Chișcani) și pe cel hercinic (aliniamentele asociate granitelor din zona Munții Măcinului), precum și pe cel asociat porfirelor, aflat la sud de Dunăre și de brațul Sf. Gheorghe.

Nu este cazul să atragem atenția asupra valorii elementelor de cunoaștere geologică obținută pe această cale, privind magmatismul ascuns și traseele pe care masele lui au invadat scoarța terestră, situate totdeauna în zonele rupturale caracterizate prin mare mobilitate la epoca punerii lor în loc.

STRUCTURA DELTEI DUNĂRII

Zona Deltei Dunării și a complexului lagunar Razelm-Sinoe a fost acoperită integral cu rețele de măsurători magnetice și gravimetrice, și

[4] Tr. Cristescu și Al. Ștefănciuc (1968), *Prezentarea hărții aeromagnetice a teritoriului României*, Comunicare la cel de al V-lea simpozion național de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în R. S. România (București, 5—8 iulie 1968).

numai parțial cu lucrări de prospecțiune seismică [5] și radiometrică. Rezultatele acestor lucrări au adus contribuții valoroase la cunoașterea structurii fundamentului Deltei Dunării (etajul structural inferior), a structurii cuverturii sedimentare (etajul structural superior), precum și în legătură cu structura depunerilor deltaice, respectiv în legătură cu morfostructura și geneza celui mai tînăr teritoriu geologic al țării.

Fundamentul metamorfic al Deltei Dunării este deblocat printr-un sistem de dislocații ușor convergente de la est spre vest, sistem care dispune compartimentele formate în horsturi, grabene și trepte. Actualul braț Sulina se află aproximativ în axa unui graben mărginit la sud și la nord de horsturi care ocupă sau depășesc spațiile dintre următoarele două brațe ale Dunării ș.a.m.d. (Șt. Airinei, 1966). Structura cuverturii sedimentare, constituită de la depozite paleozoice la cuaternare, în succesiune discontinuă și cu grosimi variabile chiar la distanțe mici, în funcție de amplitudinile mișcărilor verticale ale compartimentelor de fundament, a fost în bună parte rezolvată de prospecțiunea seismică.

Depozitele deltaice sînt așezate pe un relief predeltaic care este reflectat în anomaliile gravimetrice locale de maxim (relieful pozitiv) și de minim (relieful negativ). Sistemul de anomalii locale sugerează că în timpul fazei de golf sau a fazei prelagunare a deltei, structurile subaeriene formau un ansamblu peninsular și insular strîns asociat de structurile Dobrogei de nord (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1971). Pe suprafața deltei actuale sînt conturate două insule alungite și orientate V—E; pe aria sistemului lagunar Razelm — Sinoe, alte două insule mai mici și izometrice. Relieful predeltaic a fost întîlnit de numeroasele foraje hidrogeologice săpate pe teritoriul Deltei Dunării, și anume: relieful pozitiv între 40 și 50 m, iar relieful negativ între 60 și 80 m. Distribuția reliefului predeltaic negativ permite să se stabilească traseul a trei paleobrațe active din faza prelagunară a Dunării, marcate și în prezent, parțial, de segmente ale sistemului de canale naturale (Sireasa, Pardina, Șontea, Litcov).

Suprapus paleoțărmului deltaic s-au instalat și au evoluat formele morfologice ale depozitelor deltaice și marine. Structura zonei deltei marine este caracterizată printr-o succesiune de cordoane litorale, adăugate sau parțial suprapuse pe complexele grindurilor interioare Letea și Caraorman. Cordoanele litorale au o distribuție distanțată, fiind separate prin benzi lagunare sau semilagunare. Sistemul apare ca o consecință a oscilațiilor pozitive și negative ale mișcărilor verticale recente ale fundamentului deltei: cordoanele litorale corespund la ridicări, benzile lagunare, la coborîri. Prin urmare, caracterul ritmic al cordoanelor litorale și al benzilor lagunare reflectă caracterul ritmic al oscilațiilor pozitive și negative ale mișcărilor verticale ale fundamentului deltei. Cercetările radiometrice realizate pe teritoriul submers din fața litoralului actual, între brațele Sulina și Sf. Gheorghe și pe o fășie de 5—8 km lățime, au evidențiat mecanismul de formare de noi cordoane litorale, paralele cu țărmul și separate de benzi cu relief negativ (R. Velcescu și G. Teulea 1972).

---

[5] M. Voinea și Șt. Albu (1971), *Prospecțiuni seismice pentru petrol în Delta Dunării*, Comunicare la Sesiunea tehnico-științifică organizată cu ocazia aniversării a 20 de ani de activitate a I. P. G. G. H. (București, 5—6 martie 1971).

Măsurătorile micromagnetice din Delta Dunării (Șt. Airinei, 1976) au stabilit, calitativ, contribuția procentuală a factorilor maritimi, fluviatili și eolieni la procesul de sedimentare și redistribuire a materialului deltaic. Astfel, factorii fluviatili-eolieni participă în proporție de circa 20%, în timp ce aportul factorilor maritimi — eolieni este de circa 80%.

GEOFIZICA ȘI SUBSTANȚELE MINERALE UTILE DIN DOBROGEA

Studiile geologice și miniere executate mai ales în ultimul deceniu al secolului al XIX-lea (R. Pascu, 1904) s-au soldat, în afară de inventarierea carierelor pentru exploatarea diferitelor sorturi de piatră de construcție, și cu redescoperirea, în 1897, a zăcămîntului de pirită cupriferă de la Altîn Tepe. Pe teritoriul acestei zone mineralizate au fost executate primele lucrări geofizice experimentale românești (magnetice și geoelectrice), cu scopul cunoașterii direcțiilor de extindere în adîncime și în suprafață a mineralizației, necesară proiectării lucrărilor de deschidere și de dirijare rațională a exploatării zăcămîntului (M. Socolescu și G. Russo, 1931; M. Socolescu, 1933 și 1937).

Intensificarea cercetărilor și lucrărilor de prospecțiuni geologice și geofizice după anul 1950 a condus la descoperirea altor numeroase bogății minerale utile, după cum urmează:

— *Minereuri neferoase*: sulfuri complexe și baritină. Pînă în prezent, sînt cunoscute și exploatate cele de la Altîn Tepe și de la Somova.

Mineralizația de sulfuri complexe asociată cu magnetită de la Altîn Tepe se află sub formă de corpuri lenticulare și zone de impregnație cantonate în formațiuni cristaline vechi și în șisturi verzi, ceva mai tinere. Lentilele ating rar grosimi pînă la zeci de metri și sînt înconjurate de zone de impregnație. Eficacitatea prospecțiunii electrice în regiune constă în aceea că mineralizația compactă se comportă ca un bun conducător electric, ceea ce face ca orice lentilă să fie reflectată prin anomalii rezistivimetrice de minim și să producă fenomene de polarizație indusă îndeosebi pe zonele de impregnație, reflectate prin anomalii electrice de maxim. Dealtfel, metodele electrometrice, în comparație cu celelalte metode geofizice practicate în regiune (gravimetrice și magnetice), au condus la rezultatele cele mai bune, contribuind la descoperirea de noi lentile de minereu, în adîncime și pe direcția celor cunoscute în zona de exploatare a zăcămintelor (Cr. Mihail și M. Simionescu, 1972).

Mineralizația de sulfuri complexe și baritină de la Somova se află cantonată în formațiuni triasice și în asociere cu lanțul de metamorfite porfirice Niculițel — Ortachioi. Apărînd sub formă de filoane sau lentile mici, mineralizația, deși în contrast mare de proprietăți fizice cu cele ale rocilor gazdă, limitează sever posibilitățile geofizice. Și aici, electrometria a oferit rezultatele cele mai concludente.

— *Minereuri feroase*: magnetită, hematită și oligist. Pînă în prezent sînt cunoscute, în condiții de interes economic, mineralizațiile de la Iulia și Palazu Mare.

Mineralizația de la Iulia se află sub formă de lentile cu mărimi foarte diferite constituite preponderent din oligist și magnetită. Lentilele sînt cantonate în formațiuni devoniene și triasice, fiind în strînsă legătură cu

erupțiunile de porfire cuarțifere din dealul Consul învecinat. Lentilele de minereu au o distribuție aliniată și se afundă progresiv de la NV spre SE. Zăcămîntul a fost cartat integral magnetometric (Șt. Airinei, 1962). Harta magnetică a servit, chiar de la început, la deschiderea și conducerea lucrărilor de explorare geologică prin lucrări miniere și foraje.

Mineralizația de fier de la Palazu Mare a fost pusă în evidență exclusiv magnetometric (Șt. Airinei, 1951). Entuziasmul stîrnit de succesul primelor două foraje săpate în apexul anomaliei magnetice regionale chiar în toamna aceluiași an a făcut ca zona să devină un obiectiv important pentru prospecțiuni geofizice de semidetaliu și detaliu, atît pentru cunoașterea cît mai detaliată a corpului perturbant (Sabba Ștefănescu și colab., 1961), a extinderii sale în substratul șelfului continental (Dr. Romanescu și colab., 1972), cît și pentru cunoașterea formațiunilor și condițiilor hidrogeologice din acoperișul zăcămîntului prin lucrări seismice și geoelectrice (V. Vâjdea și colab., 1964 și 1966 ; I. Vasiliu și colab., 1975 ; ș.a.). Reluarea recentă a unor cercetări geofizice complexe cu aparatură avînd parametri funcționali notabil îmbunătățiți și prelucrarea anomaliilor cu posibilități actuale a condus la elaborarea unui model al mineralizației de fier din această zonă deosebit de util pentru orientarea cercetării prin foraje a acestei mineralizații în vederea valorificării economice a ei.

— *Nisipuri cu minerale grele.* Prezența nisipurilor cu minerale grele (zircon, rutil, granați, ilmenit, titan, magnetit, monazit ș.a.) din lungul cordonului litoral actual a fost semnalată în urma observațiilor de teren efectuate cu ocazia lucrărilor de prospecțiuni magnetice, gravimetrice și hidrogeologice din Delta Dunării (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1965).

Importanța economică a acestui produs, preparat și semiclasat pe cale naturală, a impus adaptarea unei metodici de prospectare geofizică eficace, în vederea conturării zonelor de interes, necesară operațiunii de evaluare a rezervelor disponibile. În urma experimentărilor efectuate, s-a ajuns la concluzia că singura metodă care poate oferi rezultate acceptabile este radiometria. Măsurătorile radiometrice au fost efectuate în rețele de mare detaliu pe ariile grindurilor interioare și actuale din deltă și din fața complexului lagunar Razelm-Sinoe. Anomaliile cele mai interesante au fost cartate pe aria grindului Sărăturilor (El. Brătășanu și colab., 1972), în fața acestuia, pe șelful continental (R. Velcescu și G. Teulea, 1972). Pentru fundamentarea interpretării fizice și geologice a rezultatelor obținute pe teren, precum și pentru stabilirea eficacității metodei radiometrice în probleme geologice de acest tip au fost întreprinse analize de laborator, radiometrice și mineralogice, pe fracțiuni separate hidrogravific și electromagnetic ale materialului primar (E. Gohn și colab., 1972).

— *Apele termale și geotermalismul scoarței terestre din Dobrogea.* Mai multe sonde de explorare geologică pe teritoriul Dobrogei au pus în evidență ape termale și termominerale : la Mangalia (22°C), Topalu (23°C), Capidava (37°C), Vadu Oii (38°C). Temperaturile acestor ape, măsurate în punctele de emergență, le situează în categoria apelor mezotermale. Prezența lor a declanșat lucrări hidrogeologice, cu scopul de cunoaștere a naturii acestor ape termale și pentru a le defini cele mai adecvate utilizări practice (balneare, de uz menajer sau industrial etc.). De-abia în ultimul timp au fost executate măsurători geotermice experimentale în zona Mangalia (P. Cosentino și colab., 1975), existînd și preocupări de

ordin principial, în vederea cunoașterii sistematice a geotermalismului scoarței terestre de pe teritoriul României (Șt. Airinei și colab., 1976).

Măsurătorile geotermice din regiunea Mangalia au înregistrat prezența unor anomalii locale „hidrogeotermice", cauzate de căldura cedată rocilor din apropierea solului de apele termale circulante. Datele existente nu permit să se afirme dacă anomaliile locale hidrogeotermice se găsesc sau nu pe un fond de anomalie geotermică regională, cum principial ar trebui să fie. Condițiile geologice și elementele particulare de structură (cîmpuri de fracturi, mase intruzive, limite de microplăci litosferice etc.) din ambele zone cu ape termale din Dobrogea pot justifica prezența de anomalii geotermice regionale, ceea ce ar corespunde la volume din scoarță, relativ apropiate de suprafață, în care au putut fi înmagazinate cantități mai mari de căldură decît în volumele înconjurătoare.

ÎNCHEIERE

S-a încercat în această lucrare să se prezinte principalele contribuții pe care le-a adus activitatea geofizică la avansarea gradului de cunoaștere geologică a Dobrogei. Informațiile provenite pe această cale, împletite cu cele de natură pur geologică — obținute din cartări, analize și foraje — au creat un cadru conceptual nou care permite, după părerea noastră, aprecierea că în momentul de față Dobrogea reprezintă unul din teritoriile României cu un grad avansat de cunoaștere a alcătuirii lui geologice și a reflectării acesteia în cîmpurile fizice studiate prin geofizica aplicată.

Primit la redacție la 9 aprilie 1977

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt. (1955), *Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru)*. Bul. șt. Acad. R.P.R., Sec. șt. biol., agr., geol., geogr., **7**, *1*, 155—175, București.

— (1958), *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române*. St. cerc. geol., **3**, *1—2*, 79—109, București.

— (1962), *Ridicări magnetometrice de detaliu în regiunea Iulia (dealul Dumbrava)*. D.S. Com. geol., **XLVIII** (1955—1956), 295—301, București.

— (1966). *Schéma structural du soubassement du Delta du Danube selon les données gravimétriques et magnétiques*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **10**, *2*, 163—175, Bucarest.

— (1967), *Cupluri de anomalii gravimetrice-magnetice deschise pe litoralul românesc al Mării Negre*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizica, **5**, *1*, 147—154, București.

— (1973), *Contribuții geologice și geofizice la descifrarea și cunoașterea „horștului dobrogean"*. Rev. PEUCE, St. com. șt. nat., **III**, 77—102, Muzeul Delta Dunării, Tulcea.

— (1973), *L'appartenance de quatre dislocations crustales dobrogéennes à un probable système de failles de transformation d'âge prejurassique*. Rapp. comm. Mer. Médit., **XXII**, Fasc. 2a, 158—159, Monaco.

— (1976), *Măsurători micromagnetice pe teritoriul Deltei Dunării*. Rev. PEUCE, St. com. geol., geogr., **V**, 7—21, Muzeul Delta Dunării, Tulcea.

Airinei Șt., Pricăjan A. (1965), *Informații geofizice privind structura geologică a fundamentului părții de nord a Deltei Dunării și originea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre*. D. S. Com. geol., **LI/2** (1963—1964), 103—117, București.

Airinei Șt., Pricăjan A. (1971), *Contributions géophysiques à la connaissance de l'évolution géologique et de la morphogenèse du Delta du Danube*. Bul. Soc. Șt. Geol. Rom., **XIII**, 245–261, București.

Airinei Șt., Pricăjan A., Bandrabur T. (1976), *Conceptual pattern concerning the study of the geothermalism and the thermalization process of the underground waters in Romania*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **20**, *2*, 283–298, Bucarest.

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra Dobrogei*. Luc. Soc. Geogr. „D. Cantemir", **III**, Iași.

— (1961), *Cutremurele de pământ din România*, Edit. Acad. R.P.R., București.

Botezatu R. (1959), *Cercetări gravimetrice de-a lungul văii Carierei (reg. Constanța)*. D. S. Com. geol., **XLII** (1954–1955), 245–250, București.

Botezatu R., Băcioiu Tr. (1955), *Anomalia gravității în Dobrogea Centrală*. Bul. șt. Acad. R.P.R., Secț. geol., geogr., **2**, *2*, 237–252, București.

Botezatu R., Băcioiu Tr., Andrei J. (1961), *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est*. St. cerc. geol., **6**, *1*, 185–211, București.

Botezatu R., Gherea G., Romanescu Dr., Vâjdea V., Visarion M. (1976), *Prospectarea geofizică a zăcămintelor de minereuri*. Edit. tehnică, București.

Brătescu C. (1928), *Pământul Dobrogei*, Volumul jubiliar Dobrogea, p. 3–65. Edit. Cultura Națională, București.

Brătășanu El., Gohn E., Izvoranu I. (1972), *Notă asupra unei anomalii radiometrice în zona acvatorială din fața grindului Sărăturile*, Inst. Geol., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **IX**, 181–185, București.

Ciocârdel R., Protopopescu-Pache Em. (1955), *Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei*. Com. Geol., St. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), **III**, 3–51, București.

Ciocârdel R., Esca Al. (1966), *Încercare de sinteză a datelor cu privire la mișcările verticale recente ale scoarței terestre în România*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizica, *4*, *1*, 19–45, București.

Ciocârdel R., Socolescu M., Popescu M. (1972), *Éléments pour la sismicité de la Roumanie*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **16**, *1*, 21–34, Bucarest.

Constantinescu L., Cornea I., Lăzărescu V. (1975), *Seismotectonic map of the Romanian territory*. Inst. Geol., Geofiz., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **X**, 291–298, București.

Constantinescu P., Cornea I., Enescu D., Pătruț Șt., Rădulescu Fl., Spânoche S. (1970), *Évaluations préliminaires de l'épaisseur de la croûte terrestre sur le territoire de Roumanie*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **5**, *2*, 251–257, Bucarest.

Cosentino P., Vâjdea V., Veliciu S. (1976), *Indagini geotermiche per la ricerca di acque termominerali nella zona a nord di Mangalia (Romania)*. Vol. luc. „Colocv. intern. apc. subtern". (Palermo, 1–5 noemb. 1975), Palermo.

Costa-Foru Al., Costea H., Roman C. (1967), *Studiul unor proprietăți magnetice ale rocilor din cîteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpații Orientali și Dobrogea*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizica, **5**, *2*, 259–269, București.

Drăghiceanu M. (1937), *L'Eur-Asie. Tectonique-Séismique*. Imprimerie de la „Revue du Génie", Bucarest.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*. An. Com. geol., **XXXII**, 5–73, București.

Enescu D., Ionescu-Andrei P. (1963), *Natura falierii și starea de tensiune în focarul seismic din vecinătatea țărmului vestic al Mării Negre*. Probl. Geofiz., **II**, 87–102, București.

Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R. P. România după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice)*. St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 7–34, București.

Gavăt I., Botezatu R., Visarion M. (1973), *Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice*, Edit. Acad. R. S. România, București.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Krăutner H. (1969), *Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României*. Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XI**, 163–177, București.

Gohn E., Brătășanu El., Papacostea Clarisa, Năstase Maria (1972), *Radioactivitatea nisipurilor litorale din zona Sf. Gheorghe-deltă, în comparație cu rezultatele mineralogice și chimice* Inst. Geol., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **IX**, 167–173, București.

GRIGORAȘ N., DĂNEȚ T. (1961), *Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene*, St. cerc. geol., **6**, *3*, 541—551, București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Ghidul excursiilor, D. Dobrogea*. Asoc. geol. carp.-balc., Congr. al V-a, București, 1961.

MACOVEI G. (1928), *Studiile geologice în Dobrogea*, Volumul jubiliar Dobrogea, p. 377—383, Edit. Cultura Națională, București.

MIHAIL CR., SIMIONESCU M. (1972), *Cercetări prin metoda polarizației provocate în zona Altîn-Tepe*, Inst. Geol., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **IX**, 105—117, București.

MIHĂILESCU V. (1957), *Harta regiunilor geomorfologice ale R. P. R. pe baze geografice*. Bul. șt. Secț. geol., geogr., **2**, *1*, 97—105, București.

— (1969), *Geografia fizică a României*. Edit. științifică, București.

MURGOCI M. G. (1915), *Études géologiques dans la Dobrogea du N. La tectonique de l'aire cimmérienne*. An. Inst. Géol. Roum., **VI**, 307—494, București.

ONCESCU N. (1957), *Geologia R. P. Română*. Edit. tehnică, București.

PASCU R. (1904), *Studii geologice și miniere în jud. Tulcea (Dobrogea)*. Inst. art. graf. „Carol Göbl", București.

PREDA M. D. (1948), *Curs de geologia României. Dobrogea* (litografiat). Facultatea de științe, Universitatea din București.

ROMANESCU DR., ROȘCA V., SOARE A., (1972), *Recherches magnétométriques sur la plate-forme continentale de la Mer Noire au large des côtes roumaines*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **16**, *1*, 103—107, Bucarest.

SOCOLESCU M. (1933), *L'application d'une méthode nouvelle ee prospection géo-électrique dans la région d'Altîn-Tepe*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XIX** (1930—1931), 171—175, Bucarest.

— (1937), *Mesurages de potentiel électrique dans la région d'Altîn-Tepe*. C. R. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1932—1933), 104—111, Bucarest.

— (1941), *Mesurages du magnétisme terrestre dans la Dobrogea méridionale*. C. R. Inst. Géol. Roum., **XXVI** (1937—1938), 42—48, Bucarest.

SOCOLESCU M., CIOCÂRDEL R., AIRINEI ȘT., POPESCU M. (1975), *Fizica și structura scoarței terestre din România*. Edit. tehnică, București.

ȘTEFĂNESCU SABBA, AIRINEI ȘT., BOTEZATU R., IONESCU FL., POPOVICI D. STOENESCU SC. (1961), *Prospecțiuni geofizice pentru fier lîngă Constanța*. Probl. geofiz., **II**, 163—179, Edit. Acad. R. P. R., București.

VARODIN V., CIUBOTARIU ȘT., GEORGESCU P., MERCEA TR., POPESCU AL., TOMESCU L. (II) (1971), *Prospecțiuni seismice pe zona de șelf continental al Mării Negre*. Bul. tehn.-științ., I.P.G.G.H., **1**, *1*, 35—56, București.

VÂJDEA V., VÂJDEA EL., ZUGRĂVESCU D. (1964), *Linia tectonică Capidava—Ovidiu în profilarea geoelectrică prin metoda rezistivităților*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *2*, 503—512, București.

VÂJDEA V., NICOLAU S., GRECU P. (1966), *Contribuții geoelectrice la cunoașterea hidrogeologică a zonei Palazu Mare—Cocoșu*. D. S. Inst. geol., **LII**, *2* (1964—1965), 287—300, București.

VASILIU I., SOLOMON A. (1975), *Some problems of mining seismic prospecting in Romania. Achievements and perspectives*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **19**, 87—100, Bucarest.

VELCESCU R., TEULEA G. (1972), *Experimentarea unei metode de prospectare a minereurilor grele din zona Deltei Dunării și zona litorală a Mării Negre*. Inst. Geol., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **IX**, 25—31, București.

VISARION M. DRĂGOESCU I. (1975), *Considerations on the Earth's crust recent vertical movements in Romania*. Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **19**, 21—26, Bucarest.

GEOPHYSICAL CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGICAL KNOWLEDGE OF DOBROGEA

(ABSTRACT)

After a short review concerning historical and general considerations on the geological and geophysical knowledge of Dobrogea, there are examined the main contributions of the applied geophysics to the delineation and expression of new geological problems in the following five directions : the "horst" character of Central Dobrogea ; the conceptual framework of the evolution and the relations between the sedimentary cover and its basement ; the hidden magnetic bodies ; the structure of the Danube Delta ; the mineral resources of Dobrogea.

The "horst type" of Central Dobrogea — initially conceived as a geological model — was fixed and enriched in the last two decades by the results of the gravity, magnetic and seismic researches. The crystalline basement was divided in the first row into three chief compartments of the first order, heterogeneous as concerns their petrographical composition as well as their geological age ; the first ones are also separated into compartments of the second and third order appearing this time as horsts, grabens and steps. The horst of Central Dobrogea is comprised between the crustal dislocations Pecineaga — Camena to the north and Capidava — Ovidiu to the south, with regard to the two other chief compartments (Northern Dobrogea and Southern Dobrogea) that are in the lower position. This structural situation is maintained the same both in the continental platform of the Black Sea and in the terrestrial territory situated to the west and north-west with respect to the Danube. Moreover, the controlled source seismology attests that these relations are essentially preserved as far as the Moho discontinuity.

The chief concept concerning the evolution and the relations between the basement and the sedimentary cover of Dobrogea subsequently extended to the geological interpretation of the whole territory of Romania, consists in the fact that the structure of the sedimentary cover is dependent on the metamorphic basement and, more generally expressed, that the structural layers are preponderantly dependent in a succesive order from top to bottom. There are outlined four distinct basements, differentiated from the point of view of the geological age and of the petrographical constitution, separated by crustal dislocations that seem to have the role of a probable prejurassic system of transform faults, as well as important differences regarding the thickness and the structure of the sedimentary cover.

The hidden magnetic bodies, both intrusive and effusive, piercing either partially or entirely the crystalline basement of Dobrogea, were revealed by the local magnetic anomalies lines : four lines associated to the hercynian structure of Northern Dobrogea and one along the Baikalian basement of the northern part of Southern Dobrogea.

The Danube Delta and the Sinoe — Razelm lagoonary zone show, as concerns their crystalline basement, step structures disposed as horsts and grabens sustaining a sedimentary cover including beds Paleaozoic

to Quaternary in age, with discontinuous successions and variable thickness even for low distances as a result of the frequent vertical movements. The deltaic deposits rest on a predeltaic relief that has represented, during the gulf and prelagoonary phases of the delta, a system of isthms and islands emerged as far back as the Antiquity. The deltaic deposits have successively settled on the marine paleobeach of the delta that permanently goes forward from west to east.

Regarding the discovery of new ores or the extension of the known ones, the geophysical methods have also brought important contributions to : iron (Iulia and Palazu Mare), base metals (Altîn-Tepe and Somova), barite (Somova), sands with Ti and Zr (the marine beach from Sulina to Gura Portița), the knowledge of the geothermalism and the distribution of the thermal waters (Mangalia).

The geophysical information, analysed and interpreted in correlation with all the geological results, have created a new conceptual framework showing that Dobrogea represents nowadays one of the better known territories of Romania as concerns the geological structure and, on the other hand, the specific kind in which the structural characteristics manifest themselves in the geophysical anomalies.

MICROPLĂCI LITOSFERICE PE TERITORIUL ROMÂNIEI REFLECTATE ÎN ANOMALII GRAVIMETRICE REGIONALE [1]

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Universitatea București

1. CONSIDERAȚII GENERALE GEOLOGICE ȘI GEOFIZICE

Pătura sedimentară a crustei terestre de pe teritoriul României, conține formațiuni geologice cu vîrste din Arhaicul superior, probabil și mediu (aflate în masivele cristaline centrale carpatice și în „fundamentul" metamorfic din vorlandul și hinterlandul catenei alpino-carpatice), pînă la cuaternare (depozitele cuaternare acopăr 50,73% din suprafața totală a țării, în zonele de cîmpie, lacuri și în lungul cursurilor de ape). Vîrstele absolute cele mai vechi, de aproape 2 miliarde de ani, au fost determinate pentru roci metamorfice din fundamentul Dobrogei și Moldovei. Pătura sedimentară este organizată într-un sistem structural complex, din care 2/3 aparține orogenezei alpine și numai 1/3 orogenezelor mai vechi, prezente sub formă de cratoni, în majoritate îngropați sub sedimente mai tinere și sudați succesiv la scuturile Platformelor Moldovenească din NE și Moezică din S.

Imaginea compoziției și structurii scoarței terestre din România, concepută într-o primă aproximație pe date geofizice (gravimetrice, magnetice și seismice de adîncime), este relativ complexă fiind caracterizată prin prezența celor trei pături care o compun (sedimentară, granitică și bazaltică), intersectate de numeroase fracturi care compartimentează crusta în blocuri distinct caracterizate. După L. Constantinescu și colab. (1975), adîncimile suprafețelor de separație a păturilor scoarței au fost întîlnite pînă în prezent, între limite relativ largi : 1—17 km, pentru suprafața fundamentului cristalin ; 15—27 km, pentru suprafața inferioară a stratului granitic (discontinuitatea Conrad care nu poate fi urmărită continuu din cauza zonelor de tranziție la stratul bazaltic, pe care le are pe întinderi relativ mari) ; 24—54 km, pentru discontinuitatea Moho (care de asemenea nu apare totdeauna ca o limită unică, ci în succesiune de 2—3 suprafețe seismice relativ apropiate între ele, marcînd existența domeniului de tranziție dintre scoarță și mantaua superioară.

Teritoriul României este intersectat de 15 cîmpuri de fracturi crustale (I. Gavăt și colab., 1965), orientate preponderent V—E și NV—SE, dar și N—S sau SV—NE ; fiecare dintre ele polarizează succesiuni de evenimente geologice pe care le-au provocat sau le-au însoțit din timpuri foarte vechi pînă la foarte recente. Pe cîmpurile de fracturi crustale se

[1] Lucrarea a fost prezentată la Simpozionul organizat de Comitetul de geologie și geofizică marină din C.I.E.S.M., cu tema „Istoria structurală a bazinelor mediteraneene" (22—30 octombrie 1976, Split, Yugoslavia), precum și la cel de-al IX lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica globului în România (1—4 noiembrie 1976, București).

ST. CERC., GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 19—30, BUCUREȘTI, 1977

sprijină întregul eșafodaj arborescent de falii, din ce în ce mai numeroase, din zonele adînci ale litosferei spre suprafața ei. Pe unele segmente ale cîmpurilor de fracturi crustale și pe ramificații de-ale lor, au invadat magme subcrustale, dintre care unele au rămas la niveluri adînci în scoarța terestră, altele s-au ridicat pînă la suprafața solului. Ariile planimetrate cu magmatite ajunse la suprafață, sînt : 7370 km², cuaternare și neogene, reprezentînd 3,1% din suprafața țării ; 930 km², paleogene și cretacice superioare (banatite), reprezentînd 0,4% din suprafața țării ; 1482 km², mezozoice și permiene (0,6%) și 2264 km², paleozoice și precambriene (0,95%). (Șt. Airinei și D. Sturdza, 1970). Corpurile magmatice încorporate în scoarța terestră la diferite niveluri de adîncime, măresc totalul suprafețelor citate pentru toate vîrstele formării lor. O idee asupra acestei realități este oferită de harta anomaliilor magnetice de pe teritoriul țării, iar situația acestor distribuții este sintetizată și interpretată în imaginea structurii geologice adînci a teritoriului României (I. Gavăt et al., 1965). Această ultimă imagine constituie mesagerul unui important număr de mesaje geologice cu privire la evoluția scoarței terestre de pe teritoriul României.

2. TENTATIVE DE ÎNCADRARE A TERITORIULUI ROMÂNIEI ÎN CONCEPTUL TECTONICII PLĂCILOR

Contextul general de prefaceri fundamentale în geologia planetară și regională, a găsit în vastul potențial faptic și de creație al cercetărilor geologice și geofizice românești, un teren pregătit pentru încercări de încadrare a teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor. În acest sens, au fost elaborate trei categorii de modele diferențiate prin caracterul și valoarea elementelor considerate, toate fiind apreciate de autorii lor ca încercări preliminare : unul, fundamentat numai pe date ageologice (D. Rădulescu și M. Săndulescu, 1973), două purtînd și sporadice elemente geofizice (M. Bleahu și colab., 1973 ; N. Herz și H. Savu, 1974), iar ultimele două pe date preponderent seismologice și seismotectonice (C. Roman, 1970—1973 ; L. Constantinescu și colab., 1975).

Particularitățile primelor două categorii de modele au fost evidențiate comparativ și critic, relativ recent (Șt. Airinei, 1976). În esență, autorii modelelor citate la aceste două categorii, au fost preocupați de descifrarea și cunoașterea cît mai completă și unitară a „planului de situație actual" cu privire la formarea, distribuția evolutivă și mișcarea plăcilor litosferei, avînd ca moment geologic de început deschiderea dorsalei medio-atlantice, în urmă cu circa 200 milioane de ani.

Ideile și tentativele românești pentru încadrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor, au beneficiat de studiile regionale cuprinzînd bazinul mediteranean ca relict al Oceanului Tethys (P.D. McKenzie, 1970 și 1972 ; M.J. Lort, 1971 ; C. Roman, 1970 și 1971 ; F.J. Dewey și colab., 1973 ș.a.). În ceea ce privește teritoriul României, aceste lucrări au introdus ca existente mai multe microplăci (unele numite sub-plăci sau blocuri), situate între plăcile majore Euroasiatică (sau Esteuropeană) și Africană, microplăci care ar fi jucat un rol activ în evoluția „planului actual al tectonicii globale", ca : microplaca turcă, în mișcare dinspre SE spe NV ; microplaca Mării Negre, cu o mișcare sensibil asemănătoare

precedentei ; microplaca moezică, căreia i se atribuie o mișcare oscilantă de la sud spre nord sau dinspre SE spre NV ; microplaca transilvană (sau interalpină), inactivă sau în mișcare lentă spre SE ș.a. Deoarece existența în realitate a unor microplăci din cele citate nu a putut fi dovedită cu argumente geologice sau geofizice — ele fiind admise de autorii unuia sau altuia din modelele elaborate, ca o necesitate — continuă să existe încă numeroase controverse în legătură cu rolul pe care l-au avut, dacă nu chiar a existenței lor reale.

Ultimele două modele fundamentate preponderent pe date seismologice și seismotectonice, constituie tot un început în materie. C. Roman (1973) — reluînd unele concluzii din lucrările sale precedente (1970 și 1971), precum și ideea lansată de McKenzie cu privire la existența posibilă a unei microplăci a Mării Negre (1972) — consideră că activitatea seismică din regiunea Vrancea ar putea fi un rezultat al subducției microplăcii Mării Negre tocmai în substratul acestei zone. L. Constantinescu et al. (1973) stabilește că distribuția focarelor cutremurelor normale și intermediare din regiunea Vrancea are loc în lungul unui dispozitiv ruptural de tip Benioff, ale cărui caracteristice sînt definite de soluțiile mecanismului de producere a cutremurelor din aceste focare (poziția planelor de falie, natura falierii, tipul cutremurului, poziția „vectorului nul" și starea de tensiune în focare). Imaginea sintetică sugerează existența în substratul regiunii a unui amplu proces de subducție. Integrînd la acest tablou, relativ local, informații obținute cu „sondajul seismic adînc" pe teritoriul României și pe cele ale țărilor învecinate, L. Constantinescu et al. (1975) stabilește aliniamentul unei fracturi crustale majore de mare amploare (continuă din Marea Neagră și pînă dincolo de Carpații Nordici), care separă două domenii de scoarță terestră : unul spre SE, mai gros (cuprinzînd ariile Depresiunii Precarpatice, zonei flișului Carpaților Orientali și Platformei Moldovenești) și altul spre SV, mai subțire (cuprinzînd ariile Depresiunii Panonice, Carpaților Meridionali, Depresiunii Transilvaniei și Platformei Moezice). Fractura crustală majoră în discuție provoacă la nivelul discontinuității Moho o săritură de 10—20 km în domeniul continental și de 1—10 km sub Marea Neagră. Prezența a numeroase focare de cutremure normale în lungul acestei fracturi, sugerează că se află încă în stare activă. În consecință, autorii deduc că pe teritoriul României sînt prezente trei unități litosferice distincte : placa Esteuropeană, subplaca moezică și subplaca interalpină cu sectoarele transilvan și panonian. Ele se întîlnesc direct în substratul regiunii Vrancea. Marginea plăcii Esteuropene traversează teritoriul României pe direcția NV—SE. În regiunea triconfină Vrancea, contactul mutual al subplăcilor interalpină și moezică prezintă relații clare de subducție, asociate sistemului ruptural de tip Benioff indicat de poziția focarelor cutremurelor normale și intermediare.

Lucrarea fundamentală cu privire la cinematica plăcilor (X. Le Pichon, 1968) — care relevă că limita dintre plăcile europene și africane se află în regiunea Mediteranei și este de tip compresional — a stat la baza unui studiu amplu cu privire la geodinamica ariei Carpato-Balkano-Dinarizilor în corelație cu aria Mediteranei centrale (R. Ciocârdel și M. Socolescu, 1972). În lucrare sînt reluate și argumentate suplimentar unele idei anterioare ale acelorași autori, în legătură cu blocurile crustale, mișcă-

rile lor dirijate de energii produse de curenţii de convecţie subcrustali, de dinamica mantalei superioare în timpul orogenezei alpine, de fenomene astenolitice şi de subducţie, precum şi de rolul echilibrării izostatice a maselor subîmpinse. Un rol important este acordat mişcărilor de derivă continentală a Platformei Podolice şi a Scutului African, precum şi fracturile crustale în procesul evoluţiei crustei şi a fenomenelor magmatice.

Scoarţa terestră a existat cu cel puţin 4 miliarde de ani înaintea Jurasicului, ceea ce impune gîndirii să accepte că litosfera a evoluat şi în pre-Jurasic, într-un şir succesiv de sisteme cu distribuţii şi mişcări ale plăcilor crustale mereu în schimbare de poziţie geografică, conţinut petrografic şi morfologie. Oriunde sînt volume din roci mai vechi decît cele jurasice, se impune a se dezlega din ce „resturi de plăci crustale" fac parte ele şi la ce mişcări au fost supuse plăcile originare înainte şi după formarea lor. De la aceste întrebări şi dezlegări nu se poate sustrage nimeni din cei ce vor opera cu probleme de tectonica plăcilor pe teritoriul României, şi nici nu vor putea lămuri complet ansambluri de evenimente mai vechi, înainte de a şti cît mai bine cum s-au petrecut lucrurile din Jurasic pînă în prezent, în cadrul „planului actual al tectonicii globale". Chiar în aceste condiţii, există o tentativă de incursiune în pre-Jurasic, în care se remarcă şi se discută apartenenţa a patru dislocaţii crustale de pe teritoriul Dobrogei, la un probabil sistem prejurasic de falii de transformare (Şt. Airinei, 1973).

Varietatea mare a rocilor ca litologie şi vîrstă, desfăşurată din Precambrian pînă în Actual, şi complexitatea structurilor în care sînt aşezate, constituie o bună dovadă a diversităţii şi complexităţii, în spaţiu şi în timp, a evenimentelor geologice care au cuprins teritoriul României. Hărţile geologice şi geofizice de ansamblu — cum ar fi : harta tectonică (I. Dumitrescu şi colab., 1962) ; harta structurii geologice adînci (I. Gavăt şi colab., 1965) ; harta terenurilor cristaline şi a secvenţei ciclului tectonomagmatic prealpin (D. Giuşcă şi colab., 1969) ş.a. — conţin asemenea elemente şi fiecare dintre ele a sugerat sau a susţinut o cale de înţelegere a filmului istoric pe care îl derulează cartografic şi interpretativ, conjugînd sau nu caracteristicile marilor unităţi geologice cunoscute, cu aspectele geofizice specifice lor.

3. ANOMALII GRAVIMETRICE REGIONALE ŞI SEMNIFICAŢIA LOR GEOLOGICĂ CU PRIVIRE LA DESCIFRAREA SISTEMULUI LITOSFERIC DIN ROMÂNIA

Hărţile gravimetrice pentru teritoriul României şi ale regiunilor limitrofe, lasă să se vadă că fundamentul dens se afundă progresiv şi concentric de la exterior spre interior, oferind o imagine nouă şi sugestivă, în care se reflectă cvasisimetria structurii de ansamblu a scoarţei terestre (Şt. Airinei şi Sc. Stoenescu, 1964). Aceleaşi raporturi sînt exprimate şi de morfologia discontinuităţii Moho, dedusă din date gravimetrice (M. Socolescu şi colab., 1964). Morfologia discontinuităţii Moho este complexă şi relevă pentru grosimea scoarţei terestre, variaţii cuprinse între 29 şi 41 km. Scoarţa terestră are grosimi mai mici în regiunea din faţa Carpaţilor (între 30 şi 34 km), în Depresiunea Transilvaniei unde se ridică sub forma unei cupole pînă la mai puţin de 29 km faţă de suprafaţa solului şi în

Cîmpia de vest a țării unde grosimile ei variază între 31 și 34 km. Scoarța cea mai groasă se află în lungul Carpaților (unde atinge valori de 39 și 41 km) și în Munții Apuseni (ceva mai mult de 39 km). Întreaga suprafață a discontinuității Moho este caracterizată prin deformări sinusoidale ale izobatelor care sînt paralele cu meridianele geografice, interpretate ca rezultat al unui sistem de structuri „în armonică" a scoarței terestre.

În planșa care însoțește textul sînt marcate contururile anomaliilor gravimetrice de mare regionalitate de pe teritoriul României și a ținuturilor limitrofe; ele au fost separate cu o rețea patratică cu latura de 10 km, din harta anomaliei Bouguer a țării, la scara 1 : 500 000 (Șt. Airinei și Sc. Stoenescu, 1964) și din hărți gravimetrice de același tip, pentru teritoriile țărilor vecine. În tabloul anomal regional se disting patru anomalii de maxim, separate printr-o vastă anomalie de minim, toate aflîndu-se doar parțial pe teritoriul României. Trei din anomaliile de maxim sînt situate la exteriorul arcului carpatic : una, în partea de sud a Olteniei și Munteniei, deschisă pe Dunăre spre R.P. Bulgaria ; a doua, pe aria Dobrogei centrale și de nord, deschisă spre Marea Neagră și în sudul R.S. Moldovenești ; a treia, în partea de nord-est a Moldovei, deschisă de asemenea spre nord și est, în aceeași direcție cu precedenta. A patra anomalie regională de maxim ocupă întregul spațiu din interiorul arcului carpatic și rămîne larg deschisă spre vest ; are o morfologie complexă care sugerează cel puțin trei poziții din ce în ce mai ridicate ale maselor dense, de la est spre vest.

Anomaliile regionale de maxim corespund la volume mari ale litosferei, constituite din roci grele, însumînd în unele cazuri și efecte subcrustale cauzate de mase dense din mantaua superioară, respectiv acelea care, prin ridicarea lor, contribuie la subțierea scoarței terestre. La nivelul „etajului structural inferior", anomaliile de maxim din fața Carpaților corespund la cratoni precambrieni (relicte ale catenelor erodate și încorporate succesiv la scuturile platformelor podolică și moezică), în prezent imobilizați sub eșafodajul structurilor mai tinere („etajul structural superior"). În termenii „tectonicii globale", anomaliile gravimetrice de maximum sînt considerate că ilustrează imaginile unor părți de plăci sau microplăci ale litosferei care au fost manevrate de geodinamica pre- și postjurasică, derulată în această parte a planetei pînă în poziția lor actuală.

Anomaliile gravimetrice de maxim sînt separate de o foarte întinsă anomalie gravimetrică de minim. Anomalia de minim este compusă din doi termeni separați în dreptul paralelului geografic Tg. Ocna : unul situat în fața Carpaților Meridionali și în regiunea de curbură a Carpaților Orientali, iar celălalt în lungul ariei cu depozite de filiș și de molasă a ramurii orientale a Carpaților. Anomalia regională de minim prezintă două apofize spre exterior care separă cele trei anomalii regionale de maxim din fața Carpaților : una se îndreaptă spre SE, pe direcția localităților Buzău—Mangalia, cealaltă spre est, pe direcția Adjud—Cahul.

Anomaliile gravimetrice de maxim corespund la grosimi mai mici ale scoarței terestre (26—35 km), în timp ce anomalia de minim acoperă aria cu cea mai mare grosime a scoarței (35—55 km). Suprapus anomaliilor regionale descrise, se cunosc mai multe sute de anomalii locale cu grade de regionalitate succesiv mai mici, ca efecte a numeroase situații geologice, ca : raporturi structurale dintre sedimentar și fundamentul cristalin, fracturi de

diferite mărimi, structuri din sedimentar sau din fundament, precum și corpuri geologice încorporate în sedimentar și fundament (volume de vulcanite, zăcăminte de minereuri ș.a.).

Pe planșă figurează, de asemenea, și cîmpurile de fracturi crustale care intersectează teritoriul României, notate cu simboluri de la G_1 la G_{15}. Cîmpurile de fracturi crustale decupează scoarța terestră pe întreaga ei grosime; sînt elemente structurale foarte vechi și reprezintă aliniamentele zonelor de mare mobilitate ale litosferei, atît în cursul evenimentelor geologice majore pe care le-au inițiat, cît și ulterior, prin remobilizări succesiv mai recente. Unele cîmpuri de fracturi crustale conservă pînă în prezent o parte din caracteristicile mobilității atinse în trecutul lor geologic. Semnele (+) și (—) indică pozițiile ridicate și coborîte ale compartimentelor de crustă separate de cîmpurile de fracturi crustale.

Una din dificultățile mari ale tectonicii globale este aceea de a putea preciza limita plăcilor, mai ales cînd acestea traversează continentele. Dificultatea devine și mai mare în prezența microplăcilor care, principial și cu sens geologic, se deplasează mai rapid în comparație cu mișcarea lentă a plăcilor majore. Tocmai din acest punct de vedere anomaliile gravimetrice regionale de maxim aduc, după părerea autorului, o contribuție importantă, alături de aceea asociată formei și morfologiei lor și care dau măsura extinderii și caracteristicilor esențiale ale segmentelor de plăci sau microplăci litosferice, aflate în substratul adînc al teritoriului României. Urmărind, pe planșa care însoțește textul, contururile anomaliilor regionale de maxim, acestea ne permit să distingem: extremitatea de SV a plăcii Esteuropene (A), segmentul estic al microplăcii interalpine (B), partea nordică a microplăcii moezice (C) și extremitatea de VNV a microplăcii Mării Negre (D). Limitele sau aliniamentele de contact dintre segmentele de placă și microplăcile semnalate, pot fi considerate, cel puțin într-o primă aproximație, axele de minim ale anomaliei regionale de minim și apofizelor ei estice.

Pe ariile segmentelor de placă și microplăci litosferice sînt indicate prin săgeți, direcțiile de mișcare și de deplasare ale acestora, în acord cu direcțiile de mișcare și de deplasare ale plăcilor și microplăcilor evoluate din Triasicul superior pînă în post-Miocen, pe aria care înglobează parțial America de Nord, Europa (bazinul mediteranean, inclusiv Arabia și Asia Mică) și nordul Africii (McKenzie, 1970 și 1972; Dewey și colab., 1973).

Evident, tabloul distribuției segmentelor de placă și de microplăci litosferice pe teritoriul României constituie rezultanta actuală a deplasărilor acestora în „planul tectonicii globale post-Jurasice". Există în acest tablou o documentare geofizică prin care este confirmată existența microplăcii Mării Negre, intuită de McKenzie (1972), precum și criteriul pe baza căruia a fost prelungită în domeniul euxinic microplaca moezică, pe care stau instalate etajele structurale ale Platformei Moezice, în sens restrîns (Șt. Airinei, 1969). Direcțiile de mișcare și de deplasare ale maselor litosferice, așa cum le indică săgețile, sugerează unele raporturi deosebit de interesante din punct de vedere geodinamic, ca:

— Masele litosferice *A*, *B* și *D* au o mișcare generală pe direcții concentrice. Vectorii de deplasare pot fi grupați doi cîte doi (*A* cu *B* și *B* cu *D*); cum intensitățile acestor vectori nu sînt nici egale și nici anti-

paralele, nu se poate vorbi de cupluri de rotație propriu-zise, care ar conduce la aprecieri cantitative necesare explicării mărimii forțelor de compresiune, de tensiune și de forfecare, puse în joc mai ales în substratul regiunii Vrancea ;

— Datele geologice și geofizice disponibile susțin că placa *A* continuă să aibă o mișcare de subducție sub aglomeratul de microplăci interalpin (*B*), într-un ritm foarte lent în segmentul nordic, în timp ce în regiunea de curbură a Carpaților Orientali acest ritm este mai intens. Intensificarea subducției din segmentul Vrancea se datorează înaintării mai rapide a microplăcii Mării Negre, împinsă de microplaca turcă, care are viteza de deplasare cea mai mare în tot estul bazinului mediteranean ;

— La activitatea seismică cunoscută și la caracterul dinamic al echilibrării izostatice, asociată ondulațiilor negative ale discontinuității Moho de sub Carpații Orientali și Munții Apuseni (M. Socolescu și colab., 1964), se adaugă activitatea postvulcanică din ambele regiuni (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1975), ca alt argument care susține aprecierea caracterului activ al subducției din lungul ambelor plane Benioff, evidențiate. Distribuția manifestărilor postvulcanice (emanații mofetice și solfatariene, precipitări de roci carbonatate tinere ș.a.) și prezența anomaliilor geotermice pe ambele arii cu vulcanite neogene (Șt. Airinei și colab., 1976)[2] se explică, printre altele, prin frecvența mare a ramificațiilor pînă la suprafață a cîmpurilor de fracturi crustale dezvoltate din planele Benioff, precum și în legătură cu procesul de subducție care se derulează în substratul ambelor segmente muntoase ;

— Microplaca moezică (*C*) pare să se deplaseze aproape paralel și în același sens cu microplaca Mării Negre (*D*), respectiv de la ESE spre VNV. Microplaca moezică (*C*) pare, în prezent, să alunece tangent sub Carpații Meridionali, pe care îi supune la compresiuni diferențiate, valoarea maximă revenind sectorului din zona de curbură a Porților de Fier. La nord-est de acest segment puternic incurbat, în lungul Carpaților Meridionali centrali și estici, coliziunea inițială, apoi tendința ulterioară de subducție a microplăcii moezice (*C*) sub microplaca interalpină (*B*), a provocat o încovoiere puternică a scoarței terestre, însoțită de o ridicare masivă a materialului subcrustal spre suprafață, dînd contur cu totul particular cauzei perturbante a anomaliei gravimetrice de maxim din regiune, alungită și intensă, în scufundare lentă în zona de curbură a Carpaților Orientali (Șt. Airinei, 1967 și 1971). Fenomenul ar fi asemănător celui produs în sudul Alpilor Occidentali, în regiunea Ivrea, ca o consecință a procesului inițial de coliziune a plăcii africane și placa Europei central-vestice, urmată de subducerea celei de a doua sub prima (H. Closs, 1975). Microplaca moezică (*C*), împreună cu microplaca interalpină (*B*), pare să realizeze un al doilea cuplu de rotație care ar juca un rol important la mărirea intensității forțelor de forfecare din substratul regiunii Vrancea ;

— Microplaca Mării Negre (*D*) pare să aibă deplasarea mai rapidă în raport cu deplasările plăcii Esteuropene (*A*) și a microplăcii moezice (*C*) ; această presupunere este sugerată indirect de seismicitatea mai ridicată

[2] Șt. Airinei, A. Pricăjan, T. Bandrabur (1976), *La signification du volcanisme néogène de Roumanie par rapport aux sources d'eaux thermales.* Comunicare la Congresul internațional de ape termale, energie geotermică și vulcanismul ariei mediteraneene (Atena, 5—10 octombrie 1976).

din lungul zonelor care le separă. Într-adevăr, pe cele două apofize estice ale anomaliei regionale de minim se prelungesc sub forma unor inflexiuni adînci, izoseistele de 7 şi 8 grade ale zonei epicentrale Vrancea care, după cum se ştie, reprezintă zona de maximă seismicitate pe teritoriul României (R. Ciocârdel et al., 1972; L. Constantinescu et. al., 1975). Mai mult, în lungul ambelor apofize de minim, se cunosc un număr de focare normale, pe care le putem explica drept rezultat al încărcării cu energie potenţială produsă de frecările plăcilor litosferice în cauză; pe apofiza sudică (dintre *D* şi *C*) se află zona epicentrală Mangalia—Şabla care se prelungeşte spre NV, prin zonele de cutremure cu focare normale de la Călăraşi, Urziceni şi Ploieşti—Cîmpina; pe apofiza nordică (dintre *D* şi *A*), cunoscutele zone de sensibilitate seismică din sudul Moldovei şi R.S. Moldoveneşti, sînt întreţinute de cutremurele cu focare normale din perimetrul Bîrlad—Tecuci—Galaţi şi altele din est, în direcţia peninsulei Crimeea;

— Pe aria microplăcii Mării Negre (*D*) sînt identificate geofizic patru cîmpuri de fracturi crustale (G_5, G_4, G_2 şi G_{15}), aproape paralele şi orientate SE—NV. Parţial au fost identificate şi geologic, numai pe segmentele care traversează teritoriul Dobrogei. Faptul că distribuţia lor este aproape paralelă şi că ele separă blocuri sialice de vîrste diferite la nivelul formaţiunilor prejurasice, a permis să se interpreteze că fac parte dintr-un probabil sistem prejurasic de falii de transformare (Şt. Airinei, 1973). Prezenţa lor pare să confirme şi ideea că microplaca Mării Negre (*D*) este un aglomerat din resturi de plăci şi microplăci care s-au format ori au evoluat în cadrul Oceanului Tethys în timpul planurilor prejurasice ale tectonicii plăcilor;

— Dacă microplaca Mării Negre continuă să aibă într-adevăr o mişcare mai rapidă în raport cu placa Esteuropeană (*A*) şi microplaca moezică (*C*), atunci deplasarea ei are un caracter predominant de alunecare care afectează zonele intermediare (marcate de apofizele anomaliei regionale de minim) prin solicitări mecanice complexe. Mai mult, odată cu deformările pe care le produc, reactivează starea de mobilitate din lungul limitelor de plăci solicitate. Alunecarea spre VNV a microplăcii *D*, se produce între cîmpurile de fracturi crustale G_5, din sud şi *S*, din nord. Aliniamentul *S* a fost evidenţiat de asemenea pe cale geofizică (I.S. Subbotin, 1960).

— Sînt de semnalat, deocamdată calitativ, cîteva observaţii în legătură cu elementele structurale majore şi cele subordonate lor, formate şi evoluate în partea superioară a scoarţei terestre din Moldova de sud şi Muntenia, sugerate de mişcările segmentelor microplăcilor din regiune.

În Moldova de sud, pe aria cuprinsă între segmentele de litosferă *A*, *D* şi *B*, liniile rupturale locale au direcţii preponderente V—E şi SE—NV (I. Gavăt şi colab., 1963), în acord cu sensurile de mişcare postjurasică a plăcii Esteuropene şi microplăcii Mării Negre. Sînt linii rupturale care compartimentează în elemente structurale de ordinul III (horsturi, grabene şi trepte), compartimentele de ordinul II şi I ale fundamentului, determinate de dizlocaţiile de ordinul II (cu orientări preponderent N—S) şi de ordinul I (dirijate NV—SE, sistemul prejurasic dobrogean).

În Muntenia, direcţiile structurilor geologice vechi, paleozoice, sînt SE—NV (C. Barbu şi Eliza Vasilescu, 1967). Aceste structuri se găsesc cuprinse între microplăcile *D* şi *C*; orientările lor par să le fi conservat

sensuri de deplasare ceva mai vechi decît postjurasice. Structurile paleozoice și mai vechi, se prelungesc după aceleași direcții în Depresiunea Precarpatică, pe care o traversează, continuîndu-se în Carpații Meridionali la est de valea Oltului și în zona de curbură a Carpaților Orientali, pînă în valea Trotușului (Șt. Airinei, 1964). Cuvertura sedimentară de pe Platforma Moezică se află îmbucătățită de o rețea de fracturi din ce în ce mai dense din adîncime (formațiunile triasice) spre suprafață (cele cretacice), fiind dominate de două direcții principale: V—E și N—S (C. Burcea și colab., 1965). Este ușor de înțeles rolul probabil pe care l-au jucat deplasările postjurasice ale microplăcilor *D* și *C*, precum și cel al microplăcii *B* care le-a frînat mișcarea. Mai mult, existența acestei „frîne" ar putea fi responsabilă de formarea sistemelor de cordiliere, horsturi și praguri, evidențiate geofizic și geologic în segmentul de geosinclinal alpin din regiunea de curbură a Carpaților, dintre valea Oltului și valea Trotușului (I. Gavăt și colab., 1971).

ÎN LOC DE CONCLUZII

Sintetizînd cele expuse în legătură cu existența anomaliilor gravimetrice de maxim și de minim de pe teritoriul României, putem puncta următoarele contribuții care se adaugă tentativelor anterioare de încadrare a acestui spațiu planetar în conceptul general al tectonicii plăcilor :

— Anomaliile regionale de maxim — confruntate și analizate în raport cu anomaliile izostatice, cu elementele care caracterizează morfologia discontinuității Moho, precum și cu datele „sondajului seismic adînc" — reflectă patru segmente din plăci ale litosferei și anume : extremitatea de SV a plăcii Esteuropene, numită și Euroasiatică (*A*), segmentul estic al microplăcii interalpine (*B*), partea nordică a microplăcii moezice (*C*) și extremitatea de VNV a microplăcii Mării Negre (*D*) ;

— Anomalia regională de minim, respectiv axa ei și a celor două apofize estice ale ei, marchează zonele care conțin limitele de contact dintre segmentele menționate ale litosferei ;

— Direcțiile de mișcare ale segmentelor de placă sînt aproximate în acord cu tabloul general al direcțiilor de deplasare ale plăcilor și microplăcilor litosferei din bazinul mediteranean. Partea de SV a plăcii Esteuropene tinde să se deplaseze spre VSV ; microplăcile *D* și *C* se deplasează spre VNV după direcții aproape paralele ; microplaca *B* se deplasează sau staționează opunînd rezistență pe o direcție îndreptată spre ESE. Frapează convergența mișcării segmentelor de litosferă spre regiunea de curbură a Carpaților Orientali ;

— În acord cu tabloul vitezelor de deplasare a plăcilor și microplăcilor din estul bazinului mediteranean, rezultă că microplaca Mării Negre (*D*), împinsă de microplaca turcă, înaintează spre VNV mai repede decît microplaca moezică (*C*) și placa Esteuropeană (*A*). Se pare că asistăm și în prezent la un proces de alunecare a microplăcii *D* printre placa *A* și microplaca *C*, în lungul cîmpurilor de fracturi crustale G_5 din sud și S din nord. Deplasarea mai rapidă a microplăcii Mării Negre (*D*) este atestată, indirect, de starea de seismicitate ridicată și de prezența focarelor cutremurelor

normale situate pe zonele de limită din nordul și sudul ei, în lungul apofizelor de minim gravimetric dintre A și D, respectiv D și C;

— Prezența celor patru cîmpuri de fracturi crustale de pe aria microplăcii D și prelungite în Moldova de sud (G_5, G_4, G_2 și G_{15}), interpretate ca făcînd parte dintr-un probabil sistem prejurasic de falii de transformare, vin să confirme și presupunerea că microplaca Mării Negre este, în realitate, un aglomerat din resturi ale unor microplăci care au evoluat în prejurasic în domeniul Oceanului Tethys, în alte sisteme și combinații ale tectonicii plăcilor din perioadele de timp corespunzătoare;

— Contribuția anomaliilor gravimetrice regionale de pe teritoriul României la cunoașterea procesului propriu-zis de subducție din Carpații Orientali și Munții Apuseni, pusă în discuție de lucrări anterioare, rezultă din cele prezentate pînă aici. Ea se adaugă la argumentele oferite de activitatea seismică de pe aliniamentul sistemului orogenic alpin, la caracterul dinamic al procesului de echilibrare izostatică asociată ondulațiilor negative ale discontinuității Moho, precum și la prezența manifestărilor postvulcanice și anomaliilor geotermice regionale din lungul ariilor cu vulcanite neogene existente pe ambele segmente muntoase ale Carpaților;

— Raporturile de alunecare pe care le stabilește microplaca Mării Negre (D) cu placa Esteuropeană (A) și cu microplaca moezică (C); de subducție a plăcii Esteuropene (A) și microplăcii Mării Negre (D) sub microplaca interalpină (B) și de coliziune+subducție a microplăcii moezice (C) în raport cu microplaca interalpină (B), raporturi evoluate probabil în ritmuri și cu viteze diferențiate din Jurasic pînă în prezent, constituie temeiuri de explicare a proceselor de formare și orientare a elementelor structurale ale diferitelor etaje și subetaje structurale ale cuverturii sedimentare, fundamentului metamorfozat și chiar de la niveluri mai adînci din regiunea de platformă (vorland) și din sistemul orogenic carpatic.

Concluziile desprinse și sugestiile pe care le oferă ele, deschid perspective largi detalierilor ce vor urma și care se impun de la regiune la regiune și în ansamblul lor.

Primit la redacție la 5 noiembrie 1976

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt. (1964), *Structura geologică din Subcarpații Munteniei orientale reflectată de structura anomaliei gravității*. An. Com. Geol., **XXXIV**, *2*, p. 159—229, București.

Airinei Șt., Stoenescu Sc. (1964), *Relații privind redactarea hărții gravimetrice a R. S. România (anomalia Bouguer), la scara 1:500 000*. D. S. Com. Geol. Rom., I./1 (1962—1963), p. 269—282, București.

Airinei Șt. (1967), *Semnificația geologică a rezultatelor cercetărilor geofizice din Carpații Meridionali și Alpii Occidentali*. Natura, **XIX**, *4*, p. 7—19, București.

Airinei Șt. (1967), *Cupluri de anomalii gravimetrice-magnetice deschise pe litoralul românesc al Mării Negre*. Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofizică, **5**, *1*, p. 147—154, București.

Airinei Șt., Sturdza D. (1970), *Suprafețele formațiunilor geologice pe teritoriul R. S. România, planimetrate pe harta geologică la scara 1:200 000*. Bul. Soc. Științ. Geol. Rom. **XII**, p. 225—233, București.

Airinei Șt. (1971), *La structure profonde de la branche orientale des Carpates Méridionales reflétées par l'anomalie de la gravité et l'anomalie magnétique* ΔZ_a. Acta Geol. Acad. Scient. Hung., *15*, p. 343—349, Budapest.

AIRINEI ȘT. (1973), *L'appartenence de quatre dislocations crustales dobrogéennes à un probable système préjurassique de failles de transformations.* Rapp. comm. int. Médit., *22*, 2a, p. 158—159, Monaco.

AIRINEI ȘT., PRICĂJAN A. (1975), *Some geological connections between the mineral carbon and thermal waters and the postvolcanic manifestations correlated with the deep geological structure of the East Carpathians territory — Romania.* I.G.G., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologia), XII, p. 7—19, București.

AIRINEI ȘT., PRICĂJAN A., BANDRABUR T. (1976), *Conceptual pattern concerning the study of geothermalism and the thermalization process of underground waters in Romania.* Rev. roum. géol., géophys,. géogr., Série de Géophysiques, **20**, *2*, p. 283—298, Bucarest.

AIRINEI ȘT. (1976), *Idei privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor.* Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofizică, **14**, *1*, p. 27—37, București.

BARBU C., VASILESCU ELIZA (1967), *Tectonique du soubassement prémésozoïque de la Plate-forme Moesique (territoire roumain).* Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII[e] Congrès Belgrade 1967, Rapport Géotectoniques, p. 35—40, Belgrade.

BLEAHU M., BOCCALETTI M., MANETTI P., PELTZ S. (1973), *Neogene Carpathian arc: 'Island arc'.* Jour. Geophys. Rech., *78*, 23, p. 5025—5032, Richmond, Virginia, USA.

BURCEA C., CORNEA I., ȚUGUI GR., IONESCU E., TRÎMBIȚAȘ M., GEORGESCU ST., LEAFU I., TOMESCU L. (II), BRAȘOVEANU AL., CHIȘCAN M., LEAFU F., MIHĂILĂ S., ȘIPOȘ V. (1965), *Contribuții seismice la crearea unui imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moezice între Olt și Buzău,* Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofizică, **3**, *1*, p. 129—139, București.

CIOCÂRDEL R., SOCOLESCU M., POPESCU M. (1972), *Éléments pour la sismicité de la Roumanie.* Rev. roum. géol. géophys., géogr., Série de Géophysique, **16**, *1*, p. 21—34, Bucarest.

CIOCÂRDEL R., SOCOLESCU M. (1972), *Aspects of the Carpathian-Balkannic-Dinaric and Central Mediterranean areas geodinamics.* Rev. roum. géol., géophys, géogr., Série de Géophysique, **16**, *2*, p. 179—192, Bucarest.

CLOSS H. (1975), *A subduction model for the Alps derived from geophysical results.* Rapp. comm. int. Mer Médit., *23*, 4a, p. 55—57, Monaco.

CONSTANTINESCU L., CORNEA I., LĂZĂRESCU V. (1973), *An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **17**, *2*, p. 133—143, Bucarest.

CONSTANTINESCU L., CORNEA I.. LĂZĂRESCU V. (1975), *Seismotectonics map of the Romanian territory.* I. G.G., Stud. tehn. econom., Seria D (Geofizica), X, p. 291—298, București.

CONSTANTINESCU L., CONSTANTINESCU P., CORNEA P., LĂZĂRESCU V. (1975), *Recent seismic information on the lithosphere in Romania.* Mem. of the XIV-th General Assambly of the European Seismological Commission (Trieste, 16—22 September 1974). ed. Nationalkommitee für Geodäsie und Geophysik bei der Akademie der D.D.R., p. 411—415, Berlin.

DEWEY J. F., PITMAN III C. W., RYAN F. B., BONNIN J. (1973), *Plate tectonics and the evaluation of the Alpine system.* Geol. Soc. Am. Bull., **84**, p. 3137—3180, Washington, D. C., USA.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUȚĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie.* An. Com. Geol. Rom., XXXII, p. 5—96, București.

GAVĂT I., AIRINEI ȘT., BOTEZATU R., STOENESCU SC., SOCOLESCU M., VENCOV I., (1965), *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la R. P. Roumanie.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géologie, **9**, *1*, p. 81—107, Bucarest.

GAVĂT I., AIRINEI ȘT., BARBU C., TOMESCU L. (II) (1971), *Seuils, horsts et cordillères dans la structure profonde des Carpates entre les vallées de l'Olt et du Trotuș.* Rev. roum.géol., géophys, géogr., Série de Géologie, **15**, *1*, p. 3—41, Bucarest.

GIUȘCĂ D., SAVU H., BERCIA I., KRÄUTNER H. (1969), *Sequence of tectonomagmatic prealpine cycle on the territory of Romania.* Acta Geol. Acad. Scient. Hung., Intern. Geol. Congr. Bull, IX—th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., I, p. 221—234, Budapest.

HERZ N.. SAVU H. (1974), *Plate tectonics history of Romania.* Geol. Soc. Am. Bull., **85**, p. 1429—1440, Washington D. C., USA.

LE PICHON X. (1968), Sea-floor spreading and continental drift. Jour. Geophys. Research, **73**, p. 3661—3697, Richmond, Virginia, USA.

LORT J. M. (1971), *The tectonics of the Eastern Mediterranean: a geophysical review.* Rev. Geophys. Space. Phys., **9**, p. 189—216, Richmond, Virginia, USA.

McKENZIE D. P. (1970), *Plate tectonics of the Mediterranean region*. Nature, **226**, p. 239—243, London-Washington.

McKENZIE D. P. (1972), *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J. R. Astr. Soc., **30**, p. 109—116, London.

RĂDULESCU P. D., SĂNDULESCU M. (1973), *The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*. Tectonophysics., **16**, p. 155—161, Amsterdam.

ROMAN C. (1970), *Seismicity in Romania — evidence for the sinking lithospere*. Nature, **228**, p. 1176—1178, London-Washington.

ROMAN C. (1971), *Plate tectonics in the Carpathians — A case in developement*. Mem. XII e Assemblée Générale de la Commission Séismologique Européenne. ed. J. M. Van Gills, **101**, p. 37—40, Bruxelles.

ROMAN C (1973), *Rigid plates, buffer and subplates — Comment on 'Active Tectonics of the Mediterraneam region' by D. P. McKenzie*. Geophys. J. R. Astr. Soc., **33**, p. 369—372, London.

SOCOLESCU M., POPOVICI D., VISARION M., ROŞCA V. (1964), *Structure of the crust in Romania as based in the gravimetric data*. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **8**, p. 3—11, Bucarest.

SOCOLESCU M., CIOCÂRDEL R., AIRINEI ŞT., POPESCU M. (1975), *Fizica şi structura scoarţei terestre din România*. Edit. tehnică, Bucureşti.

SUBBOTIN I. S. (1960), *The depth structure of the territory of the Ukrainian S. S. R.* (în l. rusă). Intern. Geol. Congr., XXI Session, Rep. Sov. Geol., Part II Geophysics, p. 58—66, Moscow.

MICROPLAQUES DE LA LITHOSPHÈRE SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE REFLÉTÉES PAR DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES RÉGIONALES

(RÉSUMÉ)

Ce travail présente une contribution d'ordre gravimétrique aux tentatives antérieures d'encadrer le territoire de la Roumanie dans le concept de la tectonique des plaques. On montre que les anomalies régionales de maximum reflètent quatre segments de la lithosphère, à savoir : l'extrémité SW de la plaque esteuropéenne (A) ; la partie E de la microplaque interalpine (*B*) ; la partie N de la microplaque mœsienne (*C*) et l'extrémité WNW de la microplaque de la mer Noire (*D*). Les anomalies de minimum définissent les zones contenant les limites de contact entre les segments de la litosphère. La signification géologiques des anomalies mentionnées est soutenue aussi par les données du „sondage sismique profond", par la morphologie de la discontinuité Moho, respectivement par les variations d'épaisseur de l'écorce terrestre et aussi par les anomalies isostatiques.

La distribution des segments de plaques (v. planche) représente la résultante actuelle de leurs mouvements dans l'ensemble de la tectonique globale postjurassique. On précise leurs directions de déplacement, du moins pour les dernières étapes, en accord avec le tableau général des directions de mouvement des plaques et microplaques du bassin méditerranéen. L'activité sismique considérable de la région de courbure des Carpates Orientales, avec des foyers normaux et intermédieres distribués en profondeur dans un dispositif du type Benioff, ainsi qu'une haute sismicité sur les zones limites entre les segments *D* et *A*, *D* et *C*, avec des foyers de tremblements normaux, sont des arguments qui indiquent les processus de glissement à plus grande vitesse de la microplaque de la mer Noire entre *A* et *C*, en même temps la continuation de la subduction sous la microplaque interalpine.

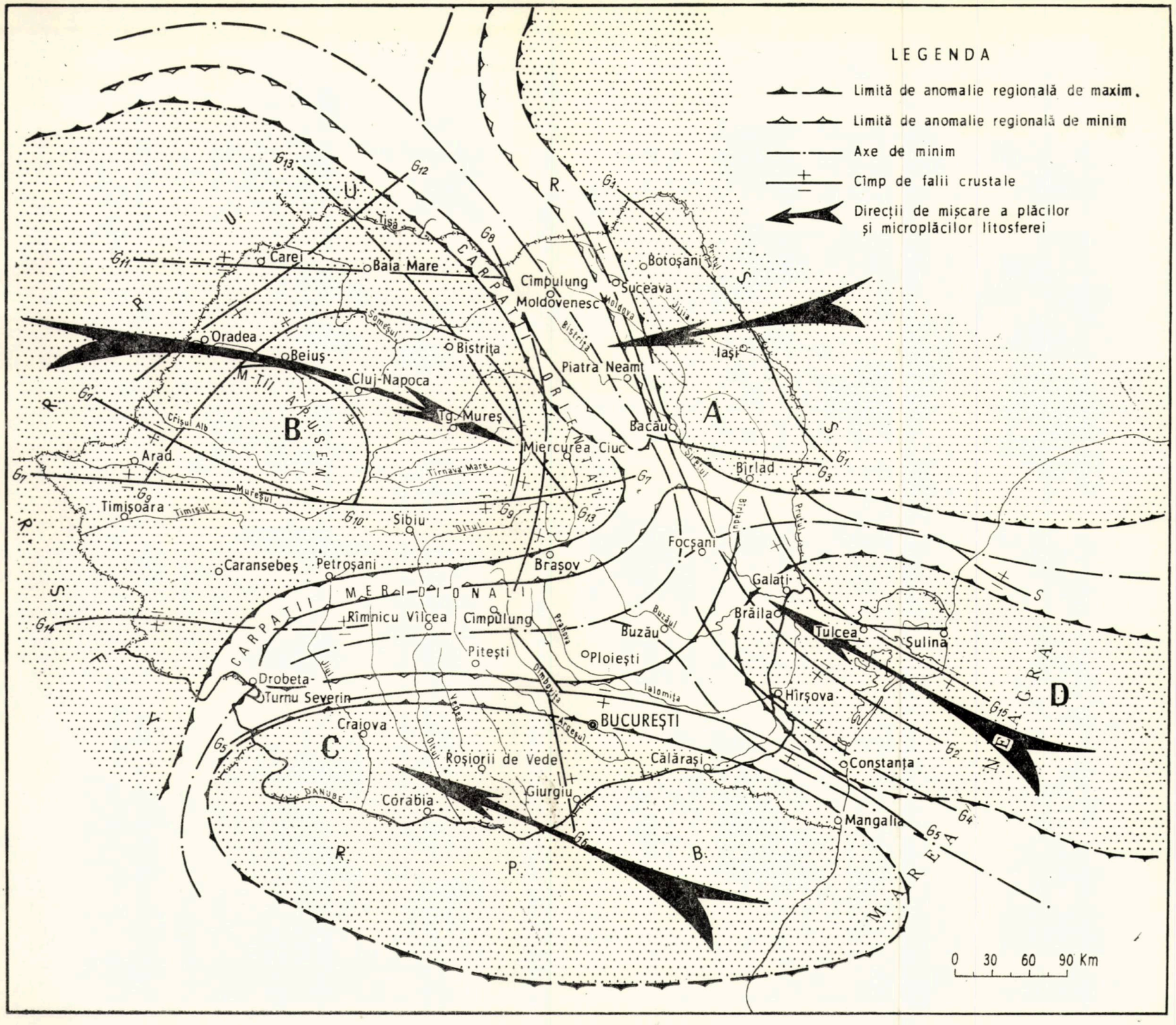
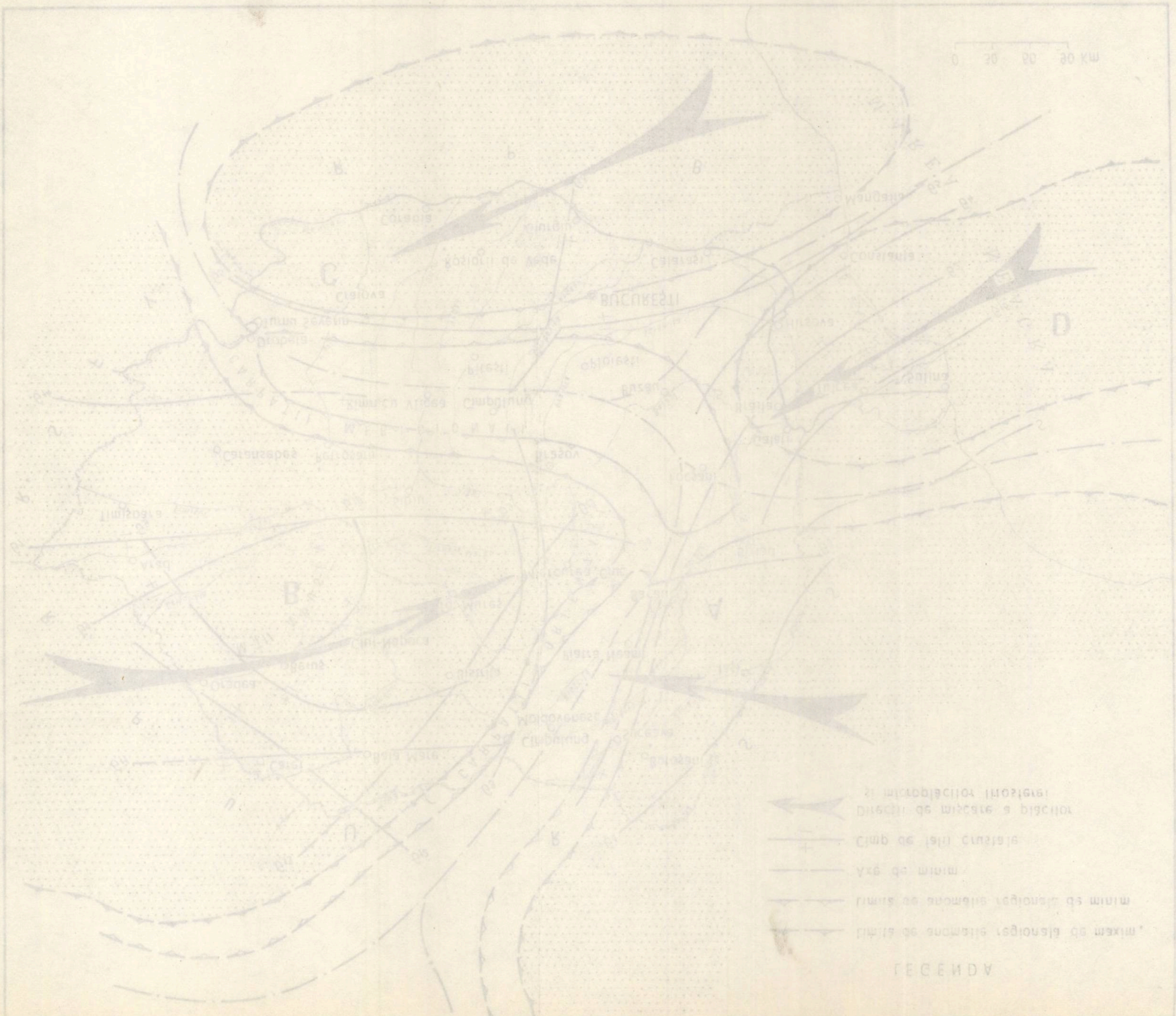


Fig. 1 — Schema anomaliilor gravimetrice regionale pe teritoriul României analizate în conceptul tectonicii plăcilor.


A
B
C
D
BUCUREŞTI
0 10 20 30 km

STUDII DE MICROZONARE ÎN VEDEREA ÎMBUNĂTĂȚIRII PROIECTĂRII CONSTRUCȚIILOR DIN REGIUNI SEISMICE

DE

DINU ȘTEFĂNESCU [1], MIRCEA PAUCĂ [1], TIBERIU ZORAPAPEL [2], TUDOREL ORBAN [1]

1. Microzonarea seismică reprezintă o detaliere a zonării seismice pe arii limitate și are ca obiectiv principal punerea în evidență a influenței condițiilor locale de teren asupra mișcării seismice înregistrate la suprafață. Deoarece problema de zonare se tratează ca o problemă de risc seismic, rezultă ca obiective suplimentare pentru microzonare, pe de o parte, delimitarea zonelor care prezintă un risc potențial pentru construcții datorită efectelor indirecte (de declanșare) produse de mișcările seismice, iar pe de altă parte, precizarea unor parametri ai mișcării, parametri specifici unei abordări probabilistice care să permită estimarea mai exactă a riscului seismic.

O soluție completă pentru primul obiectiv, în ipoteza că definirea și modelarea condițiilor locale de teren pot fi corect realizate, ar putea fi oferită de simularea mișcărilor seismice la fiecare amplasament. Deși există unele încercări în acest domeniu, problema este mult prea complexă și greu de delimitat pentru a putea fi astfel abordată în practică. Din acest motiv se urmărește mai degrabă obținerea unor soluții simplificate capabile de a oferi informații asupra unor parametri (considerați individual sau asociați) care pot fi corelați cu degradările produse construcțiilor. Dintre aceștia menționăm :

a. *intensitatea* mișcării seismice (exprimată de exemplu prin accelerația maximă) ;

b. *compoziția spectrală* (distribuția amplitudinilor în funcție de frecvență) a mișcării seismice ;

c. *durata* mișcării seismice etc.

Compoziția spectrală prezintă în general interesul cel mai mare în probleme de microzonare. Trebuie remarcat însă că această distribuție nu depinde numai de condițiile locale de teren. Acest lucru se datorește faptului că microzonarea seismică nu este și nu poate fi considerată ca o problemă independentă : în realitate ea face parte dintr-un sistem de componente între care există interacțiuni complexe.

În mod simplificat se poate considera un lanț format din trei componente : focar—drum de propagare a undelor—condiții locale de teren. Toate cele trei componente introduc un număr mare de necunoscute. Primele două componente fac obiectul seismologiei. Studiul condițiilor locale de teren, ca problemă de microzonare revine unor grupuri interdisciplinare de specialiști : geologi, geofizicieni, specialiști în mecanica solurilor și specialiști în teoria structurilor.

---

[1] Universitatea București, facultatea de geologie, geofizică
[2] INCERC

ST. CERC., GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 31–46, BUCUREȘTI, 1977

Separarea microzonării cu problematica sa particulară se explică prin interesul produs de observarea unor avarii foarte diferite la distanțe foarte mici în timpul unor cutremure puternice și este favorizată de faptul că structurile geologice superficiale sînt relativ ușor accesibile pentru studiu iar la realizarea construcțiilor se execută în mod curent determinări experimentale în aceste straturi.

Studiile de microzonare au o importanță deosebită pentru stabilirea amplasamentelor construcțiilor, stabilirea încărcărilor de calcul și eventual a măsurilor speciale de protecție antiseismică pentru construcții civile și obiective industriale ca și pentru sistematizarea teritoriului.

În țara noastră au existat în ultimii ani numeroase preocupări în domeniul microzonării seismice, finalizate cu standarde de microzonare pentru un număr de orașe. Standardul de microzonare în vigoare se bazează pe metoda rigidității seismice a lui Medvedev cu ajutorul căreia se stabilesc corecții la intensitatea seismică MSK dată de harta de macrozonare a țării. Așadar mișcarea seismică este caracterizată de un singur parametru ceea ce este insuficient pentru abordarea obiectivelor prezentate mai sus.

Lucrarea de față este o primă parte dintr-un studiu de amploare, studiu care își propune ca scop găsirea unei metodologii de microzonare seismică care să permită definirea acțiunii seismice pe un amplasament, în funcție de principalii parametri ce o caracterizează astfel încît să poată fi îndeplinite dezideratele cerute de o proiectare antiseismică la nivelul corespunzător progreselor actuale în domeniu.

2. În prezent, deși există un număr relativ mare de metode de microzonare, nu s-a ajuns încă la o sinteză satisfăcătoare a contribuțiilor aduse de aceste metode. Acest lucru se datorește în mare măsură și dificultăților de formulare a problemei de microzonare, ca problemă particulară.

Metodele utilizate în mod curent pot fi clasificate în metode experimentale, metode bazate pe observații directe, în special observații ale efectelor produse de acțiunile seismice puternice asupra construcțiilor și terenului, precum și metode analitice.

Metodele experimentale sînt metode instrumentale și ele diferă în funcție de datele a căror înregistrare se urmărește : viteze de propagare a undelor P sau S, microseisme, cutremure de slabă intensitate sau cutremure puternice.

Metodele analitice pot fi clasificate din mai multe puncte de vedere :

a. după concepția de abordare a problemei :
- — metode deterministe
- — metode stochastice ;

b. după ipotezele reologice ale comportării terenurilor :
- — metode liniare ;
- — metode neliniare ;

c. după gradul de rafinare a modelului analitic :
- — metode bazate pe modele unidimensionale ;
- — metode bazate pe modele bidimensionale ;
- — metode bazate pe modele tridimensionale.

Metoda Medvedev, folosită pînă în prezent la noi în țară pentru elaborarea standardelor de microzonare, se încadrează în categoria metodelor experimentale. Pentru calcularea corecțiilor de intensitate seismică

la valorile prescrise de harta de zonare a țării, se iau în considerare pentru diferite condiții de teren, în raport cu condițiile considerate medii, doi parametri : raportul impedanțelor seismice, determinat pe baza măsurătorilor de viteze de propagare a undelor P și nivelul apei freatice. Avînd în vedere realizările pe plan mondial, metoda, sub forma în care a fost aplicată la noi pînă în prezent, este depășită dar poate fi utilizată în continuare pentru obținerea unor date orientative.

Dintre metodele experimentale am luat în studiu în lucrarea de față o metodă de microzonare bazată pe microseisme, de fapt o variantă a metodei Sherif-Bostrom aplicată pentru prima dată în Balcani în 1973 pentru microzonarea Salonicului. Ipoteza de lucru este că semnalul microseismic, cu un spectru de bandă largă și cu un caracter staționar excită stratul superficial, stratul de fundație al construcțiilor. În aceste condiții, înregistrarea microseismelor la suprafața solului va reda, după prelucrare, cu un suficient de bun grad de aproximare, caracteristica de transfer a terenului de fundație al construcțiilor.

Alegînd unul dintre puncte, în zona supusă cercetărilor, drept punct de referință și estimînd pentru acesta accelerația maximă probabilă în cazul unui cutremur (în prezent în București este cunoscut într-un punct, spectrul accelerațiilor cutremurului de la 4.03.1977), din raportul spectrelor de amplitudine corespunzătoare diverselor puncte de observare și respectiv stației de bază, se obțin amplificările și deci accelerațiile probabile atît ca valori medii cît și în funcție de frecvență.

3. În scopul obținerii pe cale experimentală a caracteristicelor spectrale ale mișcării microseismice, în cadrul catedrei de Inginerie geologică și geofizică de la Universitatea București a fost conceput un sistem de înregistrare pe bandă magnetică a vibrațiilor și de prelucrare automată a datelor.

Instalația de înregistrare magnetică a vibrațiilor, de concepție originală, în curs de brevetare, este compusă din :

— traductor de intrare
— convertor analog digital
— magnetofon portabil (casetofon).

Ca traductoare de intrare s-au folosit seismoreceptoare tip VEGIK reglate pentru componenta Z și respectiv H. Legăturile dintre traductori și restul aparaturii au fost făcute cu cablu bifilar, neblindat, cu lungimea de 2—20 m care nu introduc modificări sesizabile în înregistrări.

În cazuri speciale există posibilitatea de a efectua înregistrări magnetice cu aparatura montată în paralel cu aparatura de înregistrare optică pe același traductor. În acest caz, impedanța mare de intrare a covertorului analog digital ce are valori de cîțiva $K\Omega$, nu modifică funcționarea galvanometrelor ce au impedanță de ordinul a 15Ω.

Convertorul analog-digital a fost studiat și realizat în Laboratorul de geoelectronică. El permite înregistrarea unor semnale de foarte joasă frecvență (între 0,4—40 Hz) pe un magnetofon portabil uzual sau casetofon, de calitate medie, a cărui bandă de frecvență este de 80—10 000 Hz evitînd distorsiunile prin folosirea modulației în lățime de puls. În acest scop, convertorul generează la intervale de digitalizare T, pulsuri a căror durată depinde de amplitudinea momentană a semnalului de la intrare.

Alegînd convenabil perioada de digitalizare se asigură o bandă de trecere suficientă (0—60 Hz) și totodată o precizie ridicată a înregistrării amplitudinilor. Ținînd seama de limita inferioară a benzii de frecvență dată de seismoreceptorul VEGIK, inclusiv domeniul frecvențelor joase pentru care s-au calculat factori de corecție, rezultă o bandă de frecvență globală înregistrată de 0,4—60 Hz.

Sensibilitatea de tensiune a convertorului fiind mare, a fost necesară montarea la intrare a unui divizor de tensiune simetric, cu raport de 1 : 20—1 : 80, în funcție de semnalul primit, astfel încît să se evite supramodularea. Semnalul dat de convertorul analog-digital, sub forma unui tren de pulsuri de lățime variabilă, cu perioada de repetiție T, este înregistrat de un magnetofon portabil Tesla Uran sau de un casetofon cu o viteză standard de 4,75 cm/s. Caracteristicile acestor magnetofoane sînt modeste : banda de frecvență 80—10 000 Hz la ± 6 dB neliniaritate, zgomot propriu 40 dB, fluctuațiile vitezei $\pm$ 0,5% ; ele însă nu au influențat calitatea globală a înregistrărilor datorită metodei de modulație în lățime de puls, care elimină erorile de înregistrare și redare.

Banda folosită a fost de tip AGFA PE 41.

Instalația de redare este compusă din :

— magnetofon (casetofon) ;
— circuit de formare și integrare ;
— înregistrator XY.

Magnetofonul folosit la redare a fost de același tip cu cel folosit la înregistrare, fiind adaptat la o viteză mai mică pentru a extinde scala de timp. În același scop, în condițiile redării la înregistratorul XY, a fost necesară în unele cazuri speciale o recopiere a benzii cu reducerea vitezei de încă 4 ori, ceeace asigură extinderea benzii de frecvență către frecvențele superioare.

Circuitul de formare și integrare este necesar pentru a transforma pulsurile deformate de procesul de înregistrare pe bandă și apoi de redare, în pulsuri dreptunghiulare care își păstrează durata inițială și deci informația utilă pe care o poartă. Integrînd aceste pulsuri într-un circuit RC se obține un semnal a cărui amplitudine este proporțională cu lățimea pulsurilor, deci cu tensiunea semnalului dat de seismoreceptoare. Cum seismoreceptorul dă un semnal proporțional cu viteza mișcării vibratorii, valorile înregistrate de instalația folosită reprezintă *viteze*. (Operația de integrare ce apare în aparatură reface semnalul inițial, și nu reprezintă o transformare a mărimii înregistrate din viteze în amplitudini.)

Semnalul de la ieșirea circuitului de formare și integrare este conectat la bornele Y ale unui înregistrator XY cu peniță de tip Philips PM 8120. Pe axa X a înregistratorului s-a conectat o bază de timp Philips PM 9814 care permite înregistrări $Y = f(t)$. Astfel se obține pe hîrtie milimetrică înregistrarea vitezei de deplasare a mișcării vibratorii în funcție de timp.

Parametrii globali ai întregului lanț de măsură, calculați și apoi verificați în laborator și pe teren sînt următorii :

— gama de frecvență 0,4—60 Hz, cu neliniaritate $\pm$ 1 dB ;
— precizia de înregistrare a frecvenței $\pm$ 10 % ;
— distorsiuni de neliniaritate $\pm$ 5%.

4. În cursul unei prime etape de măsurători s-au înregistrat succesiv componentele verticală Z, orizontale NS și EV ale mișcării terenului în mai multe puncte de stații în București. După cum am menționat, s-a con-

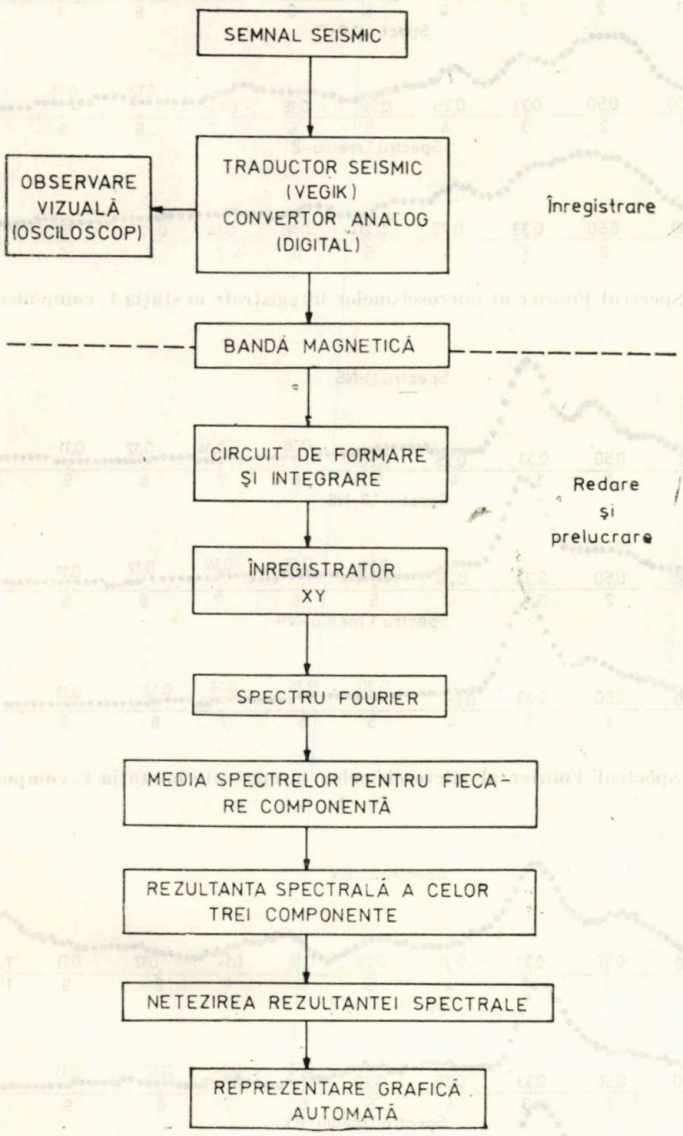


Fig. 1. — Schema bloc a operațiilor de înregistrare, redare și prelucrare a datelor.

siderat că semnalul microseismic este în primă aproximație staționar. Această ipoteză a fost verificată prin înregistrări repetate în același punct de stație (Fig. 2—9).

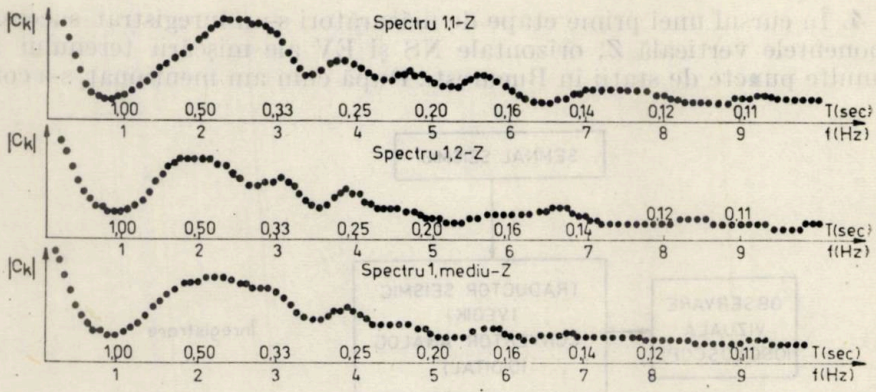


Fig. 2 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 1, componenta Z.

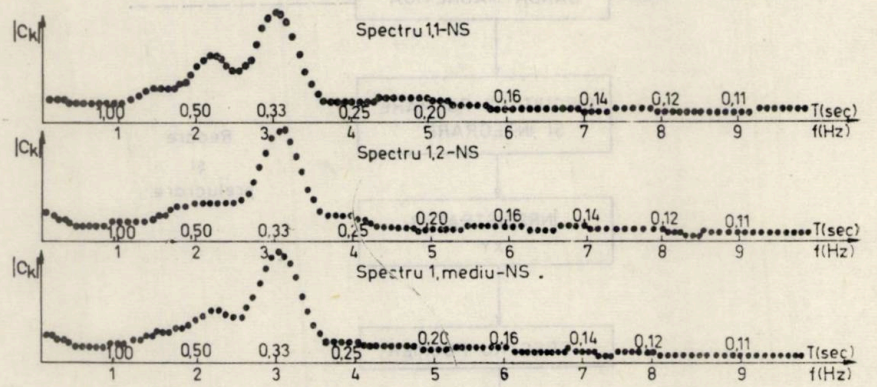


Fig. 3 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 1, componentă N — S.

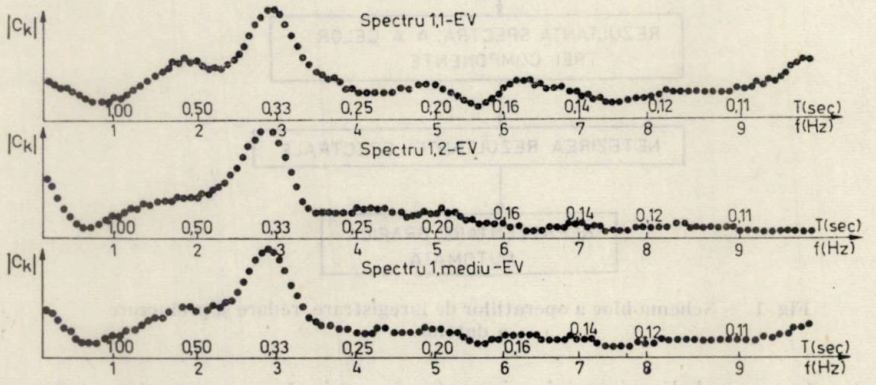


Fig. 4 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 1, componentă E — V.

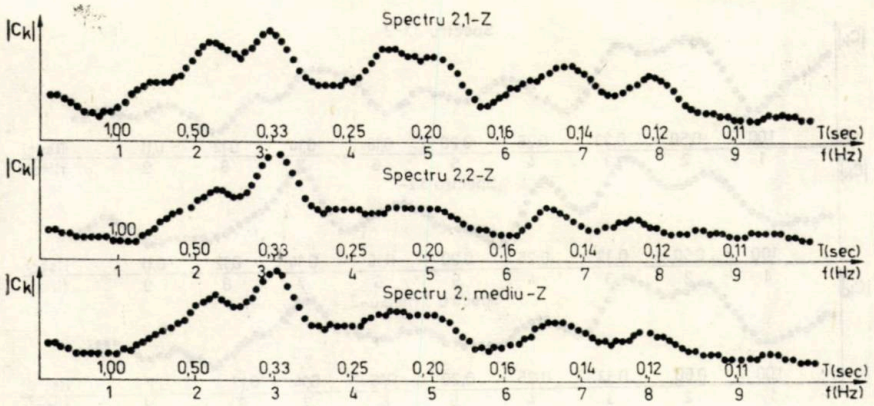


Fig. 5 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 2, componentă Z.

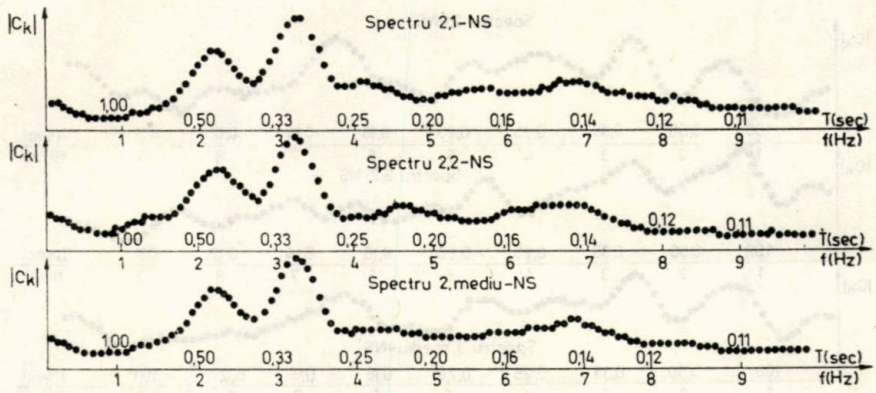


Fig. 6 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 2, componentă NS.

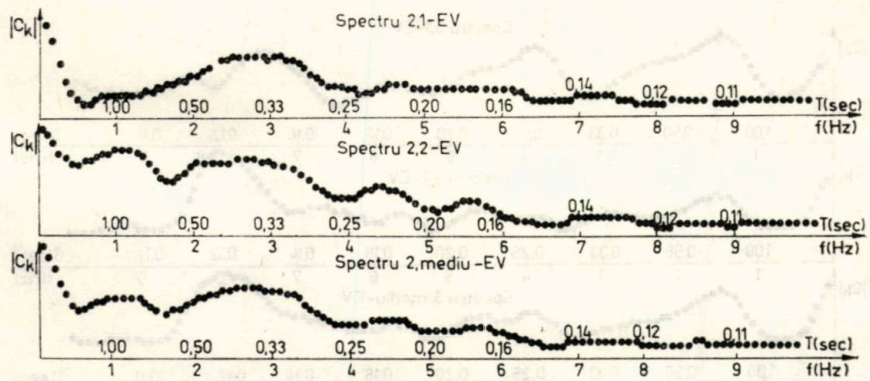


Fig. 7 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 2, componentă E—V.

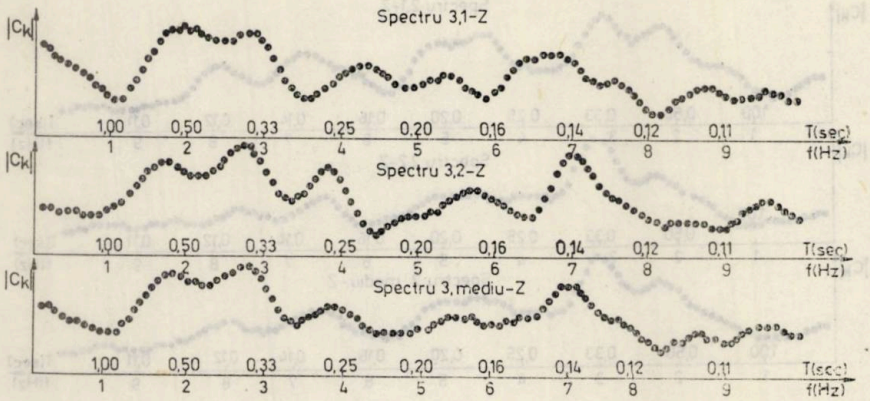


Fig. 8 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 3, componentă Z.

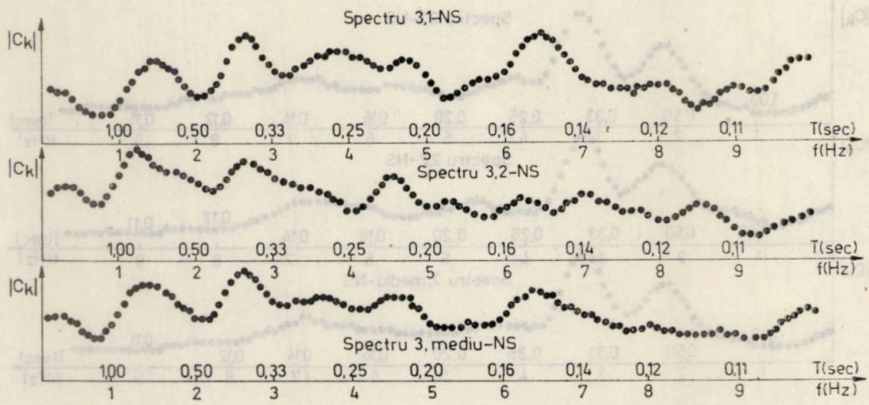


Fig. 9 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 3, componentă N — S.

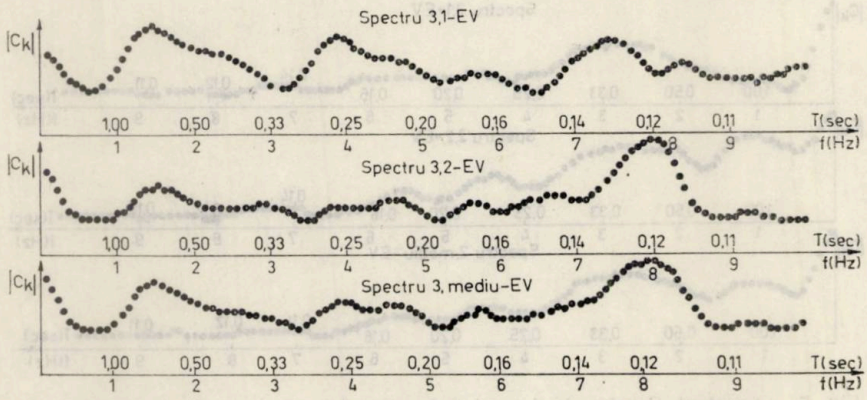


Fig. 10 — Spectrul Fourier al microseismelor înregistrate în stația 3, componentă E — V.

Semnalul a fost vizualizat, pentru verificare, simultan cu înregistrarea pe bandă, pe ecranul unui osciloscop portabil iar în faza de prelucrare redat de pe bandă pe hîrtie milimetrică cu amplitudine și viteză convenabilă. Datele au fost trecute pe cartele perforate cu un nou interval de eșantionare Δt egal cu 50 ms. ceea ce asigură o prelucrare fidelă pînă la frecvența limită superioară $f_{\text{lim}} = 10$ Hz.

Prelucrarea automată a constat în calcularea, cu ajutorul unui program FFT (Transformata Fourier rapidă) a spectrelor. Pentru fiecare componentă sînt prelucrate două spectre corespunzătoare la două eșantioane înregistrate. Programul efectuează și media celor două spectre, eliminînd în felul acesta, cel puțin parțial, abaterile de la ipoteza de staționaritate discutată mai sus.

În final se efectuează media spectrelor corespunzătoare celor trei componente din stația prelucrată. Spectrele sînt netezite cu un filtru trece jos proiectat teoretic și realizat din 21 coeficienți. Programul prevede, în situația executării unor lucrări de microzonare pe scară largă, efectuarea raportului dintre spectrele corespunzătoare stației mobile și stației de bază. Prin această operație se determină coeficientul de amplificare al terenului pentru diferitele frecvențe componente, în stația mobilă în raport cu stația de bază.

Schema bloc a succesiunii etapelor de înregistrare, redare și prelucrare este prezentată în fig. 1.

După cum se știe, o funcție periodică $f(t)$ poate fi descompusă într-o serie Fourier complexă :

$$f(t) = \sum_{k=-n}^{n} C_k e^{ik\frac{2\pi}{T}t}, \tag{1}$$

unde

$$C_k = \frac{1}{T}\int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} f(\tau)\cdot e^{-ik\frac{2\pi}{T}\tau}\,d\tau. \tag{2}$$

Reprezentarea modulului mărimii complexe C_k în funcție de frecvență reprezintă spectrul Fourier discret de amplitudine, iar reprezentarea fazei lui C_k în funcție de frecvență reprezintă spectrul Fourier discret de fază.

Pentru analiza funcțiilor aperiodice, introducînd în (1) relația (2) obținem :

$$f(t) = \frac{1}{T}\sum_{k=-n}^{n}\left\{\int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} f(\tau)\, e^{-ik\frac{2\pi}{T}\tau}\,d\tau\right\} e^{ik\frac{2\pi}{T}t}. \tag{3}$$

Să introducem notația : $\Delta\omega = \dfrac{2\pi}{T}$ $k\dfrac{2\pi}{T} = \omega$

și să facem $T \to \infty$, $n \to \infty$; schimbînd ordinea operațiunilor, sumarea

cu integrarea și înmulțind și împărțind cu 2π obținem :

$$f(t) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\left\{\int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)\, e^{-i\omega\tau}\right\} e^{i\omega t}\, d\omega. \tag{4}$$

Termenul din paranteză este densitatea spectrală. Notînd aceasta cu $S(\omega)$ putem scrie :

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)\, e^{-i\omega\tau}\, d\tau \tag{5}$$

și respectiv

$$f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega)\, e^{i\omega t}\, d\omega. \tag{6}$$

După cum se observă, pentru funcțiile aperiodice ($T \to \infty$) spectrul riglat se transformă într-un spectru continuu iar rolul amplitudinilor componentelor Fourier îl joacă densitatea spectrală.

Vom analiza în continuare legătura dintre valorile amplitudinilor din seria Fourier pentru o funcție repetitivă ($f(t)$ și densitatea spectrală din integrala Fourier pentru o funcție $f(t)$ nerepetitivă. Considerăm cazul unei funcții $f(t)$ definită în interiorul unui interval $(-\alpha, +\alpha)$ și egală cu zero în afara acestui interval. Dacă perioada de repetiție depășește intervalul în care funcția $f(t)$ este definită ($T > 2\alpha$) coeficienții C_k ai seriei Fourier vor fi obținuți din relația (2) înlocuind limitele de integrare $-T/2$ și $+T/2$ prin $-\alpha$ și $+\alpha$:

$$C_k = \frac{1}{T}\int_{-\alpha}^{+\alpha} f(\tau)\, e^{-ik\frac{2\pi}{T}\tau}\, d\tau. \tag{7}$$

Făcînd pe T și k să crească, funcția $f(t)$ devine nerepetitivă iar spectrul său este dat de :

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\, e^{-i\omega t}\, dt = \frac{1}{2\pi}\int_{-\alpha}^{+\alpha} f(t)\, e^{-i\omega t}\, d\tau. \tag{8}$$

Din aceste relații se poate constata că :

$$C_k = \frac{2\pi}{T} S\left(k\frac{2\pi}{T}\right) \tag{9}$$

care se poate scrie :

$$\frac{C_k}{\frac{2\pi}{T}} = S\left(k\frac{2\pi}{T}\right) \tag{10}$$

sau la limită :

$$\lim_{\substack{T\to\infty \\ k\to\infty}} \frac{C_k}{\frac{2\pi}{T}} = S(\omega). \tag{11}$$

Din această ultimă relație rezultă și semnificația fizică a mărimilor C_k și $S(\omega)$. Astfel C_k are aceeași semnificație fizică ca funcția analizată $f(t)$. Dacă $f(t)$ are dimensiunea unei viteze, atunci C_k reprezintă viteza maximă corespunzătoare componentei de frecvență $k2\pi/T$. Mărimea $S(\omega)$ are o semnificație diferită.

În ceea ce privește prelucrarea numerică, în afara lungimii înregistrării (care este în prealabil digitalizată) mai intervine ca parametru important frecvența de eșantionare.

Frecvența (intervalul) de eșantionare apare, urmare a teoremei lui Shannon-Kotelnikov, ca fiind determinată pentru stabilirea celei mai înalte frecvențe componente f_{lim} ce poate fi pusă în evidență prin prelucrare. Se arată că :

$$f_{\text{lim}} = \frac{1}{2 \cdot \Delta t}$$

unde Δt este intervalul de eșantionare.

Așadar, pentru o bandă de lungime T, eșantionată în n puncte, deci împărțită în $n-1$ intervale egale, frecvența fundamentală va fi $\omega_0 = 2\pi/T$ obținînd armonicele $\omega_k = k\dfrac{2\pi}{T}$ $(k = 0, 1, \ldots, n)$, în care :

$$T = (n-1)\Delta t.$$

Conform celor de mai sus, a fost ales un interval de eșantionare de prelucrare $t = 50$ msec, ceea ce corespunde unei frecvențe limită superioare $f_{\text{lim}} = 10$ Hz.

Lungimea înregistrărilor a fost de 12,75 sec ceea ce corespunde la $n = 256$ puncte și la un interval între componentele spectrale de $1/255\ \Delta t$ adică 0,08 Hz.

Analiza spectrală propriu-zisă a fost efectuată aplicînd seriilor numerice rezultate din eșantionare, transformata Fourier rapidă. Această metodă extrem de eficientă cere ca datele să consiste din 2^m valori, unde m este un întreg pozitiv ($2^8 = 256$). Transformata Fourier rapidă realizată sub forma unei subrutine de calculator primește, ca intrare în subrutină valorile :

$$f = (f_0, f_1, f_2, \ldots, f_{n-1}) \text{ unde } n = 2^8 = 256$$

iar ieșirea din subrutină este

$$C = (C_0, C_1, C_2, \ldots, C_{n-1})$$

unde

$$C_k = \sum_{\tau=0}^{n-1} f_\tau \, e^{-ik\frac{2\pi}{n}\tau}. \qquad (12)$$

Valorile C_k vor reprezenta coeficienții seriei Fourier (spectrul de frecvență) la frecvențele :

$$f = \frac{\tau}{h}$$ cicli pe unitatea de timp Δt, sau

$$f = \frac{\tau}{h \cdot \Delta t}$$ cicli pe unitatea de timp absolut (sec)

unde $\tau = 0, 1, 2, \ldots, n-1$.

5. Au fost alese în București 3 amplasamente pentru stațiile pilot, amplasamente aparținînd la 3 zone distincte din punct de vedere geologic și litologic.

Punctul de stație nr. 1 a fost stabilit în apropierea Observatorului Astronomic București, într-o zonă în care densitatea construcțiilor era mai scăzută.

Din punct de vedere geologic și litologic, zona se află pe Cîmpia Cotroceni—Văcărești. Aici sub o pătură subțire de sol se dezvoltă formațiuni loesoidale cu o grosime a de 10—15 m. La baza acestora apar nisipurile Moștiștea.

Nivelul hidrostatic se plasează la baza formațiunilor loesoidale aflîndu-se în acest punct la 10—15 m adîncime.

Viteza de propagare a undelor elastice longitudinale este scăzută, avînd valori în jur de 500 m/sec în formațiunea loesoidală.

În actualul standard de microzonare seismică a orașului București, întreaga cîmpie Cotroceni—Văcărești a fost încadrată în zona de grad 7.

Punctul de stație 2 a fost amplasat în Lunca inundabilă a Dîmboviței, mai exact în zona inferioară a Parcului Libertății. Aici formațiunile loesoidale sînt foarte subțiri ; deasupra nisipurilor de Moștiștea apare o formațiune argiloasă-nisipoasă cu o grosime de cîțiva metri. În această formațiune vitezele de propagare a undelor longitudinale au valori în jur de 2000 m/sec. Nivelul hidrostatic este aproape de suprafața solului ; în punctul de măsură s-a estimat acest nivel la 1—1,5 m adîncime.

În actualul standard de microzonare seismică amplasamentul se încadrează în zona de grad 8.

Punctul de stație nr. 3 se află plasat pe interfluviul Dîmbovița—Colentina. Aici apar aproape de suprafață nisipurile și pietrișurile de Colentina cu o grosime variabilă, în jur de 8 m. Sub acestea se dezvoltă pe o grosime de 10—20 m formațiuni argiloase și nisipoase sub care apar nisipurile de Moștiștea.

Viteza de propagare a undelor elastice longitudinale în nisipurile și pietrișurile de Colentina este în jur de 1500 m/sec.

Punctul de măsură a fost stabilit la intersecția străzii Snagov cu strada Tr. Vuia.

Adîncimea nivelului hidrostatic în acest loc este 6,5 m.

În actualul standard de microzonare seismică întreaga zonă a interfluviului Dîmbovița—Colentina a fost încadrată în zona de grad 7.

Spectrele Fourier obținute după netezire, pentru fiecare realizare, sînt prezentate în figurile 2—10.

Se observă că în majoritatea cazurilor spectrele prezintă perioade predominante bine marcate. Perioadele predominante sau zonele de perioade pe care spectrele prezintă amplificări sînt prezentate în tabela 1.

Tabela 1

Perioadele predominante (secunde) înregistrate în cele 3 staţii pe trei direcţii

STAŢIA	DIRECŢIA		
	VERTICALĂ	N—S	E—V
1	0,40...0,46 0,52...0,62 0,26	0,33 0,46	0,33 0,55
2	0,33 ; 0,46 ; 0,12 ; 0,15 0,19...0,22	0,30 0,46	0,90...1,00 0,30...0,48
3	0,33...0,64 0,14	0,71 ; 0,80 0,34 0,15	0,67 0,13 0,25

Staţia 1. Pe direcţie verticală, zonele de amplificări predominante nu coincid la cele două spectre ; 0,40...0,46 pe primul spectru şi 0,52...0,62 pe al doilea spectru. Al doilea vîrf spectral, de amplificare mai mică se observă pe ambele spectre la 0,26 sec. Pe direcţia N—S perioada predominantă este 0,33 sec pe ambele spectre. Se mai observă o amplificare evidentă la 0,46 sec pe primul spectru, în timp ce pe al doilea, zona respectivă este mai plată. Pentru perioade mai mici de 0,26 sec, valorile spectrale sînt foarte reduse. (fig. 2 şi 3).

Pe direcţia E—V perioada predominantă este de 0,33 sec pe ambele spectre. Se mai observă o amplificare evidentă la 0,55 sec pe primul spectru. Valorile spectrale se reduc pentru perioade mai mici de 0,25 sec. (fig. 4).

Lăţimea benzii spectrale în jurul perioadelor predominante este constantă pentru cele două realizări pe fiecare direcţie, ceea ce indică o selectivitate constantă pe direcţie, de la o realizare la alta. Spectrele componentelor orizontale sînt mult mai selective decît cele ale componentei verticale. Dintre componentele orizontale selectivitatea cea mai mare o prezintă componenta N—S. Aceasta indică o capacitate de amortizare a terenului mai scăzută pe această direcţie.

Staţia 2. Pe direcţie verticală, perioada predominantă pe ambele spectre este 0,33 sec, spectrele prezentînd un vîrf de amplificare comparabil cu primul şi la 0,46 sec. Se observă amplificări şi în zonele 0,19—0,22 sec, 0,15 sec şi 0,12 sec. Valorile spectrelor încep să scadă la perioada sub 0,12 sec. (fig. 5).

Pe direcţia N—S cele două spectre sînt aproape identice, prezentînd două vîrfuri clare : la 0,30 sec (predominant) şi la 0,46 sec. În zona perioadelor mici nu se mai observă amplificări. Selectivitatea maximă se observă la perioada de 0,30 sec. (fig. 6).

Pe direcţia E—V spectrele sînt destul de plate, diferind între ele în zona perioadelor lungi (mai mari decît 0,32 sec). Pe unul din spectre se

observă o amplificare în zona 0,90—1,00 sec după care valorile spectrale scad fără amplificări locale notabile. Pe celălalt spectru se observă doar o amplificare slab selectivă în zona 0,30—0,48 sec, care rămîne totuși sub nivelul spectral corespunzător din primul spectru. (Fig. 7)

În stația 2, efectul de anizotropie în plan orizontal este evident. Cele două vîrfuri spectrale observate pe direcția N—S și care prezintă cea mai mare selectivitate din toate spectrele obținute, apar unite printr-un palier cu amplificarea egală cu jumătate din cea corespunzătoare vîrfului de la perioada 0,30 sec pe direcția N—S. De asemenea, alura generală a spectrelor pe cele două direcții diferă esențial.

Stația 3. Pe direcția verticală se observă o amplificare în zona perioadelor 0,33—0,64 sec și la 0.14 sec. Între 0,14 sec. și 0,33 sec. cele două spectre nu coincid, prezentînd amplificări diferite (fig. 8).

Pe direcția N—S se observă amplificări la 0,71—0,80 sec., 0,34 sec. și 0,15 sec de mărimi comparabile (Fig. 9).

Pe direcția E—V se observă amplificări la 0,67 sec. Pe unul dintre spectre se observă o amplificare mai pronunțată și la 0,25 sec. (Fig. 10)

Pe toate cele trei direcții selectivitatea este mică, repartizarea ordonatelor spectrale fiind relativ uniformă în banda 0—10 Hz.

6. Prin medierea spectrelor celor trei componente înregistrate în fiecare stație se obțin spectre ce caracterizează global un anumit amplasament (fig. 11). În stațiile 1 și 2, spectrele prezintă amplificări în zona 0,30—0,40 sec după care valorile spectrale scad la perioade mici. În stația 3, ordonatele spectrale sînt relativ uniform repartizate, cu ușoare amplificări pe întregul domeniu de frecvențe.

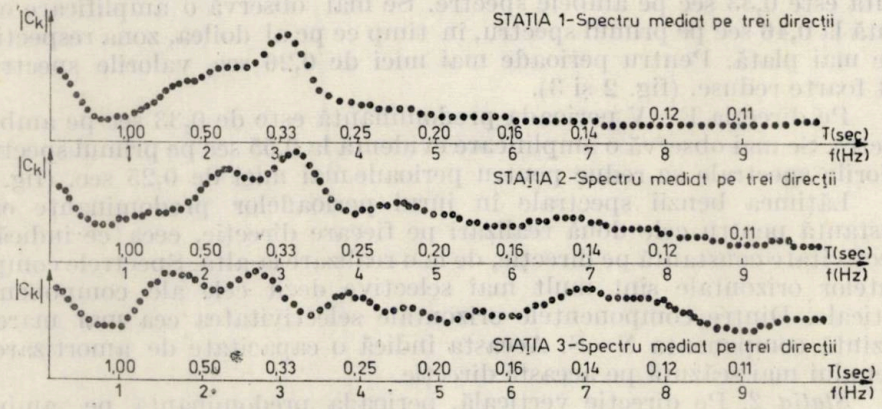

|Ck|
STAȚIA 1-Spectru mediat pe trei direcții
1,00 0,50 0,33 0,25 0,20 0,16 0,14 0,12 0,11 T(sec)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 f(Hz)
|Ck|
STAȚIA 2-Spectru mediat pe trei direcții
1,00 0,50 0,33 0,25 0,20 0,16 0,14 0,12 0,11 T(sec)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 f(Hz)
|Ck|
STAȚIA 3-Spectru mediat pe trei direcții
1,00 0,50 0,33 0,25 0,20 0,16 0,14 0,12 0,11 T(sec)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 f(Hz)

Fig. 11 — Spectrele Fourier în stațiile 1, 2 și 3, mediate pe cele trei direcții.

Aceste prime rezultate indică o selectivitate pronunțată a terenurilor ce prezintă la suprafață formații de tip argilos sau la care nivelul hidrostatic este aproape de suprafață în raport cu terenurile care au la suprafață formațiuni nisipoase cu un nivel hidrostatic coborît.

6. Pe baza cercetărilor efectuate se poate trage concluzia că există în prezent posibilitatea aplicării unor metode perfecționate de microzonare bazate pe analiza spectrală a mișcărilor microseismice ale terenului. Din cele prezentate se desprinde ideea că spectrele Fourier ale mișcării

microseismice, obținute pe diverse terenuri, se corelează cu o serie de parametri litologici și hidrologici. Problema corelării nu este însă simplă. Există probabil un număr mare de parametri care determină dinamica mișcării solului. Făcînd abstracție de rezultatele prezentate, problema corelării caracteristicilor dinamice ale terenurilor cu principalii parametri litologici și geotehnici este în continuare obiect de cercetare pentru etapa imediat următoare în paralel cu extinderea avută în vedere de autorii lucrării de față a studiilor de microzonare pe scară largă.

În ceea ce privește datele obținute, se remarcă în general perioade predominante ale mișcării terenului mai bine evidențiate, cu selectivitate mai pronunțată, pentru componentele orizontale ale mișcărilor microseismice, în raport cu componentele verticale pentru care ordonatele spectrale prezintă o amplificare relativ uniformă.

De asemenea, spectrele Fourier calculate pentru mișcările microseismice înregistrate pe direcții orizontale diferite în stația 2 (Parcul Libertății) prezintă diferențe evidente din punct de vedere al perioadelor predominante. Pe direcția N—S se remarcă perioade predominante bine marcate la 0,30 și 0,46 sec în timp ce pe direcția E—V alura spectrului este total diferită, cu o selectivitate redusă în domeniul de perioade 0,30—0,48 sec și o amplificare pronunțată în domeniul de perioade 0,90—1,00 sec.

Fenomenul sugerează posibilitatea determinării unor eventuale direcții principale de selectivitate maximă.

În paralel cu studiile de microzonare au fost calculate, la Institutul de cercetări în construcții și economia construcțiilor INCERC, pe baza unor programe de calcul proprii, spectrele de acțiune pentru un număr mare de componente ale unor mișcări seismice de slabă intensitate, cu focarul în Vrancea, înregistrate la stațiile seismice din București, Bacău și Cîmpulung. Toate rezultatele de pînă acum pun în evidență, pe de o parte, necesitatea aplicării unor metode de microzonare moderne, bazate pe evidențierea caracteristicilor dinamice ale terenurilor și, pe de altă parte necesitatea modificării prescripțiilor de proiectare actuale pentru a permite adoptarea unor spectre de acțiune diferite în funcție de distanța epicentrală și condițiile locale de teren.

Primit la redacție la 16 mai 1977.

BIBLIOGRAFIE

1. Sherif M. A. (1973), *Microzonation of Thessaloniki using the Sherif-Bostrom method.* Preparated for UNDP/UNESCO, survey of the seismicity of the Balkan region.
2. * * * (1965), *Seismicescoe microraionirovanie.* Voporosi inginernoi seismologhii, vip. 10.
3. Patrick J. Barosh, *Use of seismic intensity data to predict the effect of earthquakes and underground nuclear explosions in various geologic setting.* Geological survey bulletin 1279.
4. * * * (1974), *Report on the seminar on seismic microzoning and thirs meeting of the working group on microzoning.* Ankara, 7, to 10 May.

MICROZONING STUDIES FOR STRUCTURES DESIGN IMPROVEMENT IN SEISMIC REGIONS

(ABSTRACT)

The purpose of seismic microzoning studies is to define the parameters of seismic action on limited areas, in direct connection with geological, geotechnical, lithological and hidrogeological characteristics of the ground.

The experienced microzoning methos based on the microseisms recording allows to specify the dynamic characteristics ogf the ground : proper motion period, amplification coefficients, selectivity, etc. From recordings and their processing at some locations in Bucharest it resulted that the analysed grounds have different characteristics from place to place, with well defined predominant periods. The selectivity is generally, more pronounced for the horizontal components a compared with vertical components.

The hypoteses on the existing correlation between spectral charactistics of the ground motion and geological setting have been made.

CU PRIVIRE LA EFECTUL LUCRĂRILOR DE FORAJ ASUPRA CÎMPULUI TERMIC NATURAL [1]

DE

CRIȘAN DEMETRESCU

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București

INTRODUCERE

Eforturile ce se întreprind în cadrul Institutului de geologie și geofizică în vederea determinării fluxului termic pe teritoriul țării noastre au fost îndreptate, pe lîngă problemele legate de determinarea conductivității termice a rocilor (Demetrescu, 1973 b ; 1977), și în direcția determinării gradientului termic vertical în condițiile necesare de precizie.

În vederea rezolvării acestui aspect al determinării fluxului termic, s-a construit un termometru de sondă cu termistor, care asigură o precizie de măsurare a temperaturii mai bună de $\pm 0{,}03°C$ (Demetrescu, 1976). La această precizie ridicată contribuie atît etalonarea îngrijită a termistorului, cît și aparatura de suprafață utilizată pentru măsurarea rezistenței ; un rol important îl are, de asemenea, măsurarea temperaturii în puncte discrete, cu timp suficient de așteptare pentru realizarea echilibrului termic între sonda cu termistor și fluidul de foraj. În plus, gabaritul redus al termometrului (troliul cu 1000 m cablu bifilar, împreună cu termometrul și lestul, cîntăresc cca 25 kg), precum și ușurința cu care poate fi manipulat îl fac deosebit de util în zone cu relief accidentat și acces dificil, ca și în cazurile cînd instalațiile de la gura puțului sînt demontate.

În afară de erorile de măsură propriu-zise, determinarea temperaturii și a gradientului vertical al acesteia sînt afectate de erori datorate perturbării cîmpului natural de temperatură de către operațiunea de forare a sondei.

În timpul săpării sondei, fluidul de foraj este pompat prin prăjini și sapă și recuperat la suprafață, după ce a trecut prin regiunea dintre prăjini și pereții găurii. Se produce un schimb de căldură conductiv între fluid și roca înconjurătoare, într-o măsură ce depinde de temperaturile și proprietățile fizice ale celor două medii, de debitul fluidului de foraj, precum și de configurația suprafeței de contact fluid—rocă. Perturbația cea mai puternică produsă cîmpului de temperatură se datorează acestui fenomen, care controlează evoluția temperaturilor în zona forajului, în timpul și după efectuarea acestuia. În general, un foraj trebuie lăsat fără circulație un timp de 10—100 ori mai mare decît durata forării, pentru a se putea obține valori neperturbate ale temperaturii (Jaeger, 1956 ; Lachenbruch, Brewer, 1959 ; Jaeger, 1961 ; Kutasov et. al., 1966). Peste acest efect se suprapun efecte termice de importanță mai mică, cum ar fi cele produse de pătrunderea fluidului de foraj în pereții găurii, de căldura

[1] Susținută în ședința de comunicări științifice din 11 aprilie 1974 a Institutului de geofizică aplicată.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 47–56, BUCUREȘTI, 1977

de hidratare a gelurilor întrebuințate ocazional, de spălarea sondei și umplerea găurii cu noroi de altă temperatură, de cimentarea coloanei de tubaj etc. Desigur că într-o încercare de determinare pe cale experimentală a modului de revenire la temperatura inițială, toate aceste efecte sînt luate în considerație în mod global.

Gradientul termic revine la valoarea inițială de cîteva ori mai repede decît temperatura, fiind mai puțin afectat de operația de forare. El poate totuși diferi destul de mult de cel natural atunci cînd temperatura a fost măsurată imediat după oprirea forajului. Datele din literatură (Čermák et al., 1968; Kutasov, 1971) și calcule pe modele (Demetrescu, 1973 a) indică corecții ce pot atinge +40—50% pentru gradientul termic determinat în astfel de condiții.

Valorile neperturbate ale temperaturii și gradientului termic pot fi estimate avînd la dispoziție două sau mai multe măsurători de temperatură efectuate în aceeași gaură de sondă la diferite intervale de timp (Lachenbruch, Brewer, 1959; Kutasov, 1968; 1971). Din păcate, regulamentele actuale, care prevăd astuparea cu ciment a forajelor îndată după terminarea lor, limitează extrem de mult posibilitățile de găsire a unor sonde disponibile pentru astfel de măsurători. Așa se explică și faptul că s-au publicat foarte puține date experimentale legate de această problemă.

În cazul forajelor cu sapă cu diamante, caracterizate prin diametre mici și debit slab al lichidului de foraj, perturbarea gradientului de temperatură nu este importantă, temperaturile măsurate fiind apropiate de cele inițiale la un timp foarte scurt de la oprirea forajului (10—20 ore); fac excepție zonele de la suprafață și fund, în care diferențele sînt mai importante (J a e g e r, 1961). Factorul determinant este debitul fluidului de foraj, de ordinul 30—100 litri/min, în cazul forajului cu diamante, și 2 000—3 000 litri/min, în cazul forajului rotativ.

În lucrarea de față sînt prezentate unele rezultate experimentale proprii, privind modul în care cîmpul de temperatură și gradientul geotermic revin la valoarea dinaintea forării, în condiții de foraj specifice țării noastre, în formațiuni sedimentare din Bazinul Transilvaniei.

REZULTATE

Profitîndu-se de unele întîrzieri în programul sondei 1-Măgherani, s-au putut efectua în acest foraj trei măsurători succesive de temperatură, la 6, 13 și 113 zile după oprirea circulației. Rezultatele sînt prezentate în figura 1 (curbele 1, 2 și 3). Curba 4 reprezintă temperatura neperturbată calculată, iar 5, termograma de carotaj efectuată la două zile după oprirea forajului. Sînt reprezentați și gradienții geotermici medii pentru intervalele 140—320 m și 340—700 m corespunzători primei (linie întreruptă) și celei de a treia măsurători (linie plină), precum și gradientul neperturbat calculat (linie punctată). Se vede clar efectul forării sondei asupra temperaturii și asupra gradientului termic. Astfel, se pot constata modificări ale temperaturii de pînă la 10°C, iar în cazul gradientului termic, pentru intervalul 340—700 m de exemplu, cel determinat pe baza măsurătorilor făcute la 6 zile după oprirea forajului reprezintă 74% din cel neperturbat, cel corespunzător măsurătorii făcute după 13 zile reprezintă

84%, iar gradientul determinat pe baza măsurătorilor de temperatură făcute la 113 zile după oprirea forajului, 93% din cel neperturbat. Nu necesită comentarii termograma de carotaj.

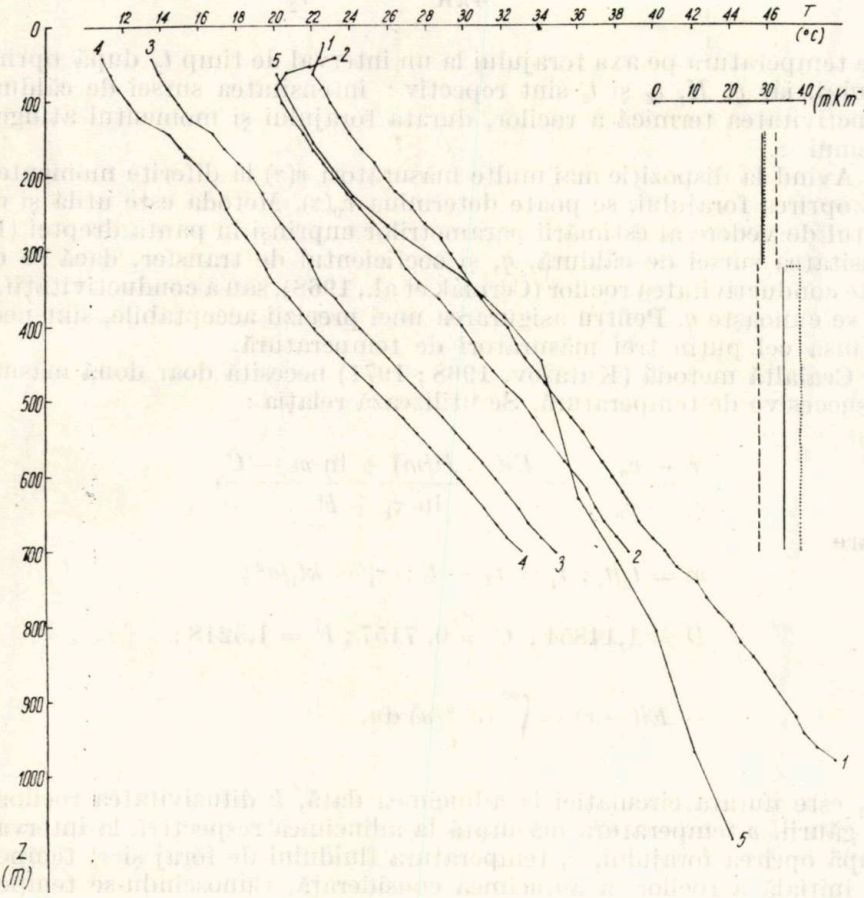


Fig. 1. — Revenirea temperaturii şi a gradientului geotermic la valoarea iniţială, în forajul 1—Măgherani. 1, 2, 3 — temperatura măsurată la 6, 13 şi respectiv 113 zile după oprirea forajului; 4 — temperatura extrapolată; 5 — termograma de carotaj. Linia întreruptă — gradientul geotermic corespunzător primei măsurători; linia plină — gradientul corespunzător celei de a treia măsurători; linia punctată — gradientul neperturbat calculat.

Extrapolarea celor trei măsurători s-a făcut, pentru fiecare adîncime la care s-a măsurat temperatura, atît prin metoda propusă de Lachenbruch şi Brewer (1959), cît şi prin metoda Kutasov (1971). Ambele metode fac uz de rezultatele obţinute în cazul considerării forajului ca o sursă liniară de căldură ce acţionează la adîncimea dată a forajului în mod continuu şi constant pe toată durata circulaţiei la adîncimea respectivă.

Prima metodă constă în determinarea temperaturii inițiale la adîncimea z, v_0, ca ordonata la origine a dreptei $v(z) = f(\ln((t_Z - t_z + t_2)/t_2))$:

$$v(z) = v_0(z) + \frac{q}{4\pi K} \ln \frac{t_Z - t_z + t_2}{t_2} \tag{1}$$

v este temperatura pe axa forajului la un interval de timp t_2 după oprirea forajului, iar q, K, t_Z și t_z sînt repectiv: intensitatea sursei de căldură, conductivitatea termică a rocilor, durata forajului și momentul atingerii adîncimii z.

Avînd la dispoziție mai multe măsurători $v(z)$ la diferite momente t_2 după oprirea forajului, se poate determina $v_0(z)$. Metoda este utilă și din punctul de vedere al estimării parametrilor cuprinși în panta dreptei (1): intensitatea sursei de căldură, q, și coeficientul de transfer, dacă se cunoaște conductivitatea rocilor (Čermák et al., 1968), sau a conductivității K, dacă se cunoaște q. Pentru asigurarea unei precizii acceptabile, sînt necesare însă cel puțin trei măsurători de temperatură.

Cealaltă metodă (Kutasov, 1968; 1971) necesită doar două măsurători succesive de temperatură. Se utilizează relația:

$$\frac{v - v_n}{v_f - v_n} = -\frac{Ei(-D/m) + \ln m - C}{\ln \tau_1 + F}, \tag{2}$$

în care

$$m = t_2/t_1\,;\; t_1 = t_Z - t_z\,;\; \tau_1 = kt_1/a^2\,;$$

$$D = 1{,}14854\,;\; C = 0{,}7157\,;\; F = 1{,}5248\,; \tag{3}$$

$$-Ei(-x) = \int_x^\infty (e^{-u}/u)\,du,$$

iar t_1 este durata circulației la adîncimea dată, k difuzivitatea rocilor, a raza găurii, v temperatura măsurată la adîncimea respectivă la intervalul t_2 după oprirea forajului, v_f temperatura fluidului de foraj și v_n temperatura inițială a rocilor la adîncimea considerată. Cunoscîndu-se temperatura fluidului de foraj se poate determina v_n prin măsurarea temperaturii v la momentul t_2 de la oprirea forajului.

Dacă avem la dispoziție două măsurători de temperatură efectuate după terminarea forajului la momentele $t_{2.1}$ și $t_{2.2}$, nu mai este necesară cunoașterea temperaturii fluidului de foraj. Într-adevăr, notînd cu v_1 temperatura măsurată la momentul $t_{2.1}$, cu v_2 temperatura măsurată la momentul $t_{2.2}$ după oprirea forajului, cu $m_1 = t_{2.1}/t_1$ și cu $m_2 = t_{2.2}/t_1$ și folosind relația (2), rezultă după un calcul simplu:

$$v_n = v_2 + \gamma(v_1 - v_2), \tag{4}$$

$$\gamma = \frac{Ei(-D/m_2) + \ln m_2 - C}{Ei(-D/m_2) - Ei(-D/m_1) + \ln(m_2/m_1)}.$$

Forajul a început la 23 februarie 1973 și s-a terminat la 26 iunie 1973, atingînd adîncimea finală $Z = 3226$ m după 134 zile. Figura 2 ilustrează mersul forajului (momentul atingerii diferitelor adîncimi, *a*, și avansul zilnic, *b*).

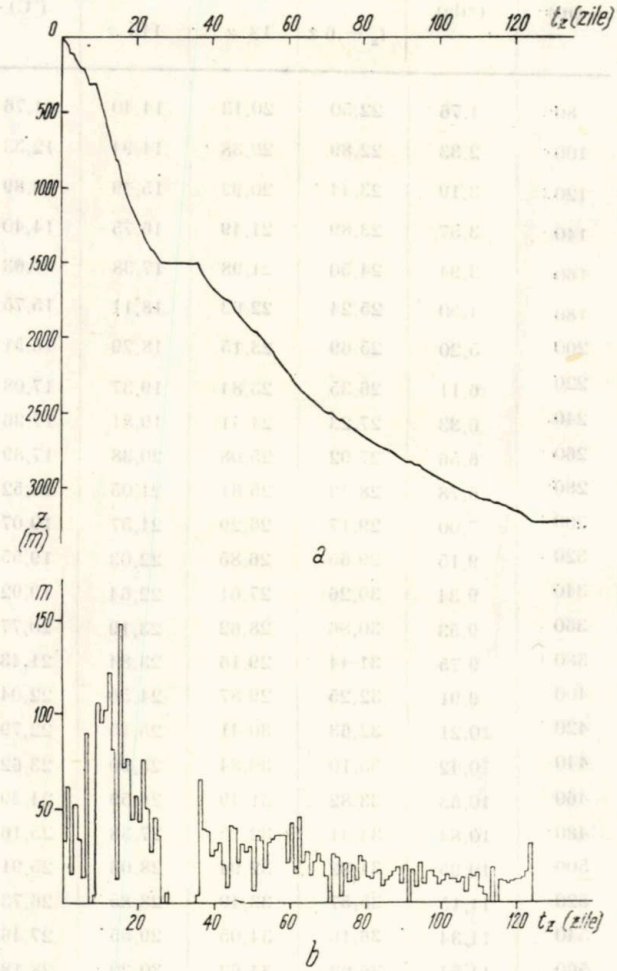


Fig. 2. — Mersul forajului 1—Măgherani. Momentul atingerii adîncimilor succesive (a) și avansul zilnic (b).

Rezultatele obținute sînt date în tabela 1, care cuprinde : adîncimile succesive la care s-au făcut măsurătorile de temperatură (col. 1), momentul atingerii acestora (col. 2), temperaturile măsurate după oprirea forajului (col. 3—5), temperatura inițială calculată după metoda Lachenbruch și Brewer (col. 6), eroarea medie pătratică ce afectează pe v_0 (col. 7), factorul $q/4\pi K$ (col. 8), temperatura inițială calculată după metoda Kutasov folosind măsurătorile făcute la 13 și 113 zile după oprirea forajului (col.9). În partea de jos a tabelului sînt dați gradienții geotermici medii pe intervalele 140—320 m și 340—700 m, pentru cele trei măsurători și pentru cele două temperaturi calculate.

Tabela 1

Restabilirea temperaturii inițiale și a gradientului geotermic în forajul 1-Măgherani

z (m)	t_z (zile)	$v_{măsurat}$ (°C)			v_0 (°C)	$\pm\varepsilon$	$\frac{q}{4\pi K}$	v_n (°C) $t_{2.1}=13$ z $t_{2.2}=113$ z
		$t_z = 6$ z	13 z	113 z				
80	1,76	22,50	20,13	14,40	11,76	0,05	3,4404	11,58
100	2,33	22,89	20,38	14,94	12,33	0,03	3,3602	12,28
120	3,19	23,44	20,92	15,49	12,89	0,03	3,3633	12,84
140	3,57	23,89	21,49	16,75	14,40	0,09	3,0080	14,44
160	3,94	24,50	21,98	17,38	15,63	0,15	2,9880	15,14
180	4,50	25,24	22,63	18,11	15,75	0,19	2,9856	15,92
200	5,20	25,69	23,15	18,79	16,51	0,18	2,8908	16,68
220	6,11	26,35	23,84	19,37	17,08	0,16	2,9345	17,22
240	6,33	27,23	24,41	19,81	17,36	0,24	3,1047	17,60
260	6,56	27,92	25,08	20,38	17,89	0,23	3,1587	18,12
280	6,78	28,72	25,81	21,05	18,52	0,24	3,2121	18,77
300	7,00	29,17	26,29	21,57	19,07	0,24	3,1842	19,31
320	9,15	29,65	26,85	22,03	19,55	0,20	3,2123	19,75
340	9,34	30,26	27,61	22,64	19,92	0,10	3,3208	19,99
360	9,53	30,86	28,62	23,19	20,77	0,06	3,2955	20,62
380	9,75	31,44	29,16	23,84	21,43	0,03	3,2603	21,33
400	9,91	32,25	29,87	24,50	22,04	0,01	3,3197	21,96
420	10,21	32,63	30,41	25,15	22,79	0,04	3,2136	22,67
440	10,42	33,10	30,84	25,90	23,62	0,02	3,0815	23,57
460	10,63	33,82	31,49	26,59	24,29	0,04	3,0890	24,28
480	10,84	34,41	32,25	27,38	25,16	0,01	3,0156	25,09
500	10,95	34,92	32,94	28,06	25,91	0,06	2,9565	25,77
520	11,15	35,57	33,49	28,85	26,73	0,00	2,8824	26,67
540	11,34	36,16	34,05	29,55	27,46	0,03	2,8294	27,44
560	11,54	36,62	34,62	30,20	28,18	0,01	2,7541	28,13
580	11,74	37,20	35,24	30,94	28,97	0,01	2,6853	28,93
600	11,91	37,73	35,76	31,60	29,66	0,03	2,6250	29,66
620	12,11	38,25	36,37	32,22	30,32	0,01	2,5890	30,28
640	12,27	38,74	36,76	32,86	30,99	0,07	2,5100	31,04
660	12,43	39,09	37,33	33,37	31,58	0,00	2,4596	31,52
680	12,60	39,86	37,92	34,02	32,17	0,06	2,4970	32,20
700	12,76	40,54	38,57	34,79	32,96	0,08	2,4259	33,03
Gradientul		32,0	29,8	28,3	28,6			29,5
(mKm^{-1})		26,9	30,4	33,6	36,2			35,7

Datele disponibile prilejuiesc o comparaţie între rezultatele obţinute prin cele două metode de calculare a temperaturii existente înainte de forarea sondei.

Compararea temperaturilor v_0 şi v_n este ilustrată în figura 3, care prezintă diferenţa $v_0 - v_n$ pentru diversele adîncimi la care s-au făcut

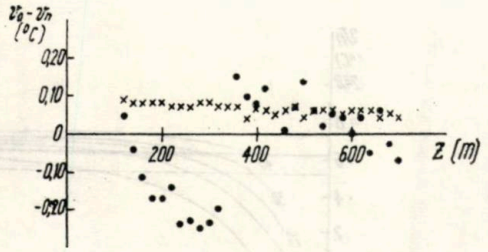


Fig. 3. — Compararea temperaturilor iniţiale calculate prin metodele Lachenbruch şi Brewer (1959) şi Kutasov (1971). Cercuri pline — v_n calculat pe baza măsurătorilor efectuate la 13 şi 113 zile după oprirea forajului; x — v_n calculat pe baza curbei de revenire determinată prin metoda Lachenbruch şi Brewer.

măsurători repetate. Se observă că diferenţele depăşesc 0,1°C în cazurile în care dreapta (1) verifică mai puţin precis temperaturile măsurate; aceste cazuri sînt indicate prin valori mai mari de 0,05°C ale erorii ce afectează pe v_0. Dacă, pentru compararea celor două metode de calcul se utilizează în metoda Kutasov temperaturi de pe curba Lachenbruch şi Brewer în loc de temperaturile măsurate, concordanţa se îmbunătăţeşte simţitor (punctele marcate prin x în figura 3). De data aceasta, diferenţa între v_0 şi v_n pare să aibă un caracter sistematic, fapt ce ne-a sugerat efectuarea unui studiu mai complet privind compararea celor două metode de calcul.

Este de remarcat faptul că gradienţii termici calculaţi pe baza temperaturilor iniţiale deduse prin cele două metode nu diferă între ei decît cu 3% (intervalul 140—320 m, caracterizat prin neconcordanţe mai mari între temperaturile măsurate şi cele de pe curba de revenire calculată) şi 1% (intervalul 340—700 m).

În vederea comparării mai complete a celor două metode de calcul, s-au considerat ca fiind măsurate după oprirea forajului temperaturile de pe curba de revenire Lachenbruch şi Brewer şi s-au calculat diferite temperaturi iniţiale prin metoda Kutasov, combinînd două cîte două astfel de temperaturi „măsurate". S-au făcut calcule, cu rezultate asemănătoare,

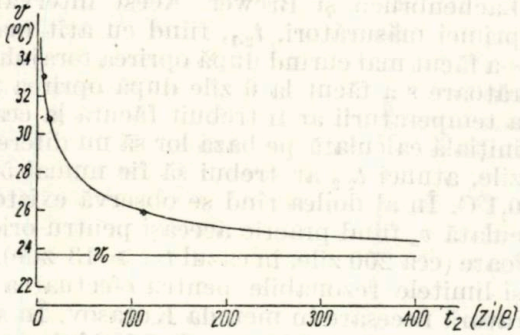


Fig. 4. — Curba de revenire la temperatura iniţială, adîncimea 440 m. Cercurile pline — temperatura măsurată.

pentru cîteva adîncimi. Vom prezenta rezultatele obţinute pentru adîncimea de 440 m, care sînt tipice.

În figura 4 este redată curba de revenire la temperatura iniţială, calculată prin metoda Lachenbruch şi Brewer. Pe figură sînt de asemenea

indicate v_0 și temperaturile măsurate la 6, 13 și 113 zile după oprirea forajului (cercuri pline).

În figura 5 este reprezentată temperatura v_n, calculată prin metoda Kutasov, în funcție de $t_{2.2}$, momentul celei de a doua „măsurători", pentru diferiți $t_{2.1}$, momentul primei „măsurători" (numerele de pe curbe). Pentru

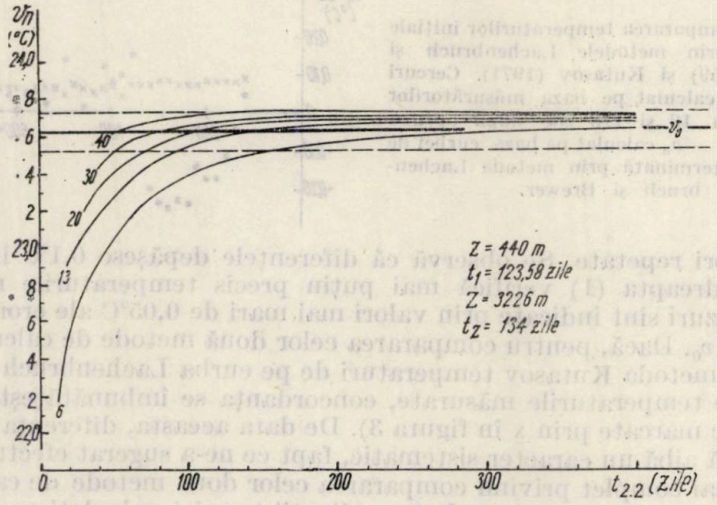


Fig. 5. — Temperatura inițială calculată prin metoda Kutasov pentru diferite perechi de temperaturi măsurate după oprirea forajului. Numerele de pe curbe — $t_{2.1}$.

comparație, în figură se indică și $v_0 \pm 0{,}1°C$ prin dreapta trasată cu linie plină și cele două drepte trasate cu linie întreruptă. Se remarcă în primul rînd faptul că între cele două măsurători de temperatură trebuie să se scurgă un timp anumit pentru ca temperatura inițială calculată pe baza lor prin metoda Kutasov să fie apropiată de cea calculată prin metoda Lachenbruch și Brewer. Acest interval de timp depinde de momentul primei măsurători, $t_{2.1}$, fiind cu atît mai mare cu cît prima măsurătoare s-a făcut mai curînd după oprirea forajului. De exemplu, dacă prima măsurătoare s-a făcut la 6 zile după oprirea forajului, cea de a doua măsurare a temperaturii ar fi trebuit făcută la cca 180 zile pentru ca temperatura inițială calculată pe baza lor să nu difere decît cu 0,1°C de v_0; dacă $t_{2.1}=30$ zile, atunci $t_{2.2}$ ar trebui să fie numai 50 zile pentru aceeași diferență de 0,1°C. În al doilea rînd se observă existența unui palier, temperatura calculată v_n fiind practic aceeași pentru orice $t_{2.2}$ mai mare de o anumită valoare (cca 200 zile, în cazul $t_{2.1} \geqslant 13$ zile). Observațiile de mai sus stabilesc și limitele rezonabile pentru efectuarea celor două măsurători de temperatură necesare în metoda Kutasov. În sfîrșit, merită să fie subliniat încă o dată faptul că diferențe de 0,1°C între v_0 și v_n nu conduc la diferențe semnificative în cazul gradienților calculați pe baza acestor valori.

Gradientul termic, care este o mărime diferențială, revine la valoarea dinaintea forajului în alt mod decît temperatura. Pentru a studia

revenirea spre valoarea inițială a gradientului termic, s-au calculat, pe baza temperaturilor măsurate, curbe de revenire a temperaturii de tip Lachenbruch și Brewer pentru toate adîncimile (ex. fig. 4). S-au calculat apoi gradienții verticali de temperatură pentru diferite momente t_2 de la oprirea forajului. Rezultatul privind cele două intervale de adîncime considerate este prezentat în figura 6, în care s-a notat cu G_0 valoarea neperturbată de foraj. Se poate observa, în acord cu cele menționate mai înainte, că și în cazul gradientului geotermic este necesar un timp de repaus suficient de mare. Astfel, în cazul de față, gradientul măsurat revine la valoarea neperturbată în limitele a 10% după circa 15 zile (intervalul 140—320 m) și 40 zile (intervalul 340—700 m), iar în limitele a 5% după 30 și respectiv 115 zile.

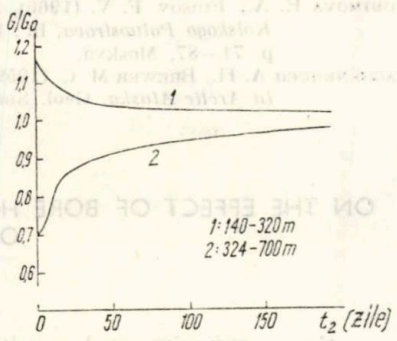


Fig. 6. — Revenirea gradientului geotermic la valoarea inițială în forajul 1 — Măgherani.

★

Datele prezentate în acest articol contribuie la completarea informației, în prezent foarte sărace, cu privire la perturbarea cîmpului termic natural de către lucrările de foraj și la revenirea acestuia la valorile avute înaintea forării sondei, aducînd precizări utile într-un domeniu de actualitate.

Ținem să mulțumim și pe această cale conducerii Centralei Gazului Metan — Mediaș pentru permisiunea de a executa măsurători în foraje și pentru sprijinul acordat. Mulțumim, de asemenea, Ing. Florian Ionescu pentru analizarea critică a manuscrisului și sugestiile date.

Primit la redacție la 11 aprilie 1974.

BIBLIOGRAFIE

ERMÁK V., KRESL M., VESELÝ I. (1968), *Experimental determination of the coefficient of heat transfer during hole boring and the re-establishement of the temperature field equilibrium.* Earth Planet. Sci. Letters, **5**, *3*, Amsterdam.

EMETRESCU C. (1973a), *Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania.* St. cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz., **11**, *1*,

— (1973 b), *Conductivitatea termică a unor roci din România.* St. cerc. geol., geofiz. geogr., Ser. geofiz., **11**, *2*.

— (1976), *Asupra distribuției temperaturii în adîncime în unele unități tectonice din România.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofiz., **14**, *2*, 189—198.

— (1977), *Determinarea conductivității termice a rocilor prin măsurători pe fragmente de rocă.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică **15**, *1*, 85—92.

AEGER J. C. (1956), *Numerical values for the temperature in radial heat flow.* J. Math. Phys., **34**, *4*, London.

— (1961), *The effect of the drilling fluid on temperatures measured in bore holes.* J. Geophys. Res., **66**, *2*, Washington.

KUTASOV I. M. (1968), *Die Bestimmung der Zeit zur Erriehtung des Temperaturgleichgewichtes und des geotermischen Gradienten in Tiefbohrungen.* Freiberger Forschungshefte, C—238, Freiberg.

— (1971), *Opredelenie temperaturi gornih porod pri nedostatocinoi vistoike skvajini.* Razvedka i ohrana nedr., 2, Moscova.

LUBIMOVA E. A., FIRSOV F. V. (1966), *Skorost vosstanovlenia temperaturnogo polia v skvajinal Kolskogo Poluostrova,* In : Problemî glubinnogo teplovogo potoka, Izd. „Nauka", p. 74—87, Moskva.

LACHENBRUCH A. H., BREWER M. C. (1959), *Dissipation of the temperature effect of drilling a wel in Arctic Alaska.* Geol. Surv. Bull., 1083—C, Washington.

ON THE EFFECT OF BORE HOLE DRILLING ON THE THERMAL FIELD OF THE AREA

(ABSTRACT)

Some experimental results concerning the re-establishement of the thermal field after drilling a hole in the sedimentary formations of Transylvania Basin (Romania) are presented. A comparison is made between two methods of extrapolating the measured temperatures after drilling and some practical conclusions regarding the temperature measurements and the geothermal gradient determination in conditions likely to be encountered in Romania are given.

CERCETĂRI BATIMETRICE PE PLATFORMA CONTINENTALĂ A MĂRII NEGRE

DE

N. PANIN *), G. SALOMIE *), V. VARODIN **)

1. INTRODUCERE

1.1. DATE GENERALE DESPRE MAREA NEAGRĂ

Marea Neagră este situată între 40°55′ și 46°37′ latitudine nordică și 27°27′ și 41°47′ longitudine estică. Lungimea maximă a bazinului este de 1.130 km iar lățimea maximă (de la Oceakov la Eregli) — 530 km. Suprafața calculată la luciul apei este de 420.325 km². Împreună cu Marea de Azov suprafața întregului bazin pontic ajunge la 461.000 km². Adîncimea maximă depășește cu puțin 2.200 m (2.212 m după datele sovietice, 2.206 m după cele americane) iar adîncimea medie este de 1 301 m. Volumul bazinului Mării Negre, calculat după curba batigrafică, este de 547.015 km² (V. P. Gonciarov, I. P. Neprocinov, A. F. Neprocinova, 1972) (4).

Lungimea totală a coastelor Mării Negre este de cca. 4070 km. Cu excepția părții nord-vestice, Marea Neagră este înconjurată de edificii muntoase : Munții Crimeii, Caucazul Mare și Mic, Munții Pontici de Est și de Vest, Istrandji, Balcani. Cu toate acestea coastele mării sînt puțin crestate și numărul golfurilor importante este destul de redus : Karkinit, Kalamit, Novorosiisk, Sinop, Samsun, Eregli, Burgas.

În Marea Neagră se varsă un mare număr de rîuri și fluvii. Dintre acestea Dunărea participă la bilanțul hidrologic al Mării Negre cu debitul său lichid de cca. 203 km³/an, ceea ce reprezintă aproximativ jumătate din volumul total de apă dulce care intră anual în Marea Neagră.

Salinitatea medie a apelor de suprafață în partea centrală a Mării Negre este de 16,0—18,0‰. La adîncimi mai mari de 150—200 m salinitatea crește la 21,0—22,5‰. La aceeași adîncime apare și hidrogenul sulfurat, concentrația căruia în părțile adînci ale mării ajunge la 6 cm³/l. Apa Mării Negre este saturată în oxigen numai pînă la adîncimea de 50 m ; de la această adîncime în jos conținutul în acest gaz scade.

Marea Neagră este legată prin strîmtoarea Bosfor și Marea de Marmara cu Marea Mediterană. Prin Bosfor se realizează circulația apelor marine între Marea Neagră și Marea Mediterană : un curent superficial duce apa pontică mai puțin salină (debit 384 km³/an) spre Marea Mediterană, iar un contracurent de adîncime duce apa mediterană salină (36‰)

*) Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București.

**) Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 57—73, BUCUREȘTI, 1977

spre Marea Neagră (debit 202 km³/an). Pe aceeași cale se realizează pătrunderea faunei mediteraneene în bazinul Pontic.

1.2. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele informații referitoare la Marea Neagră le datorăm grecilor antici care, în procesul colonizării, au pătruns în bazinul pontic.

Studiul reliefului fundului Mării Negre începe însă mult mai tîrziu. Iată în cîteva cuvinte principalele momente ale acumulării datelor privind batimetria Mării Negre.

Primele măsurători de adîncime a apei au fost făcute cu ocazia călătoriei ambasadorului lui Petru I la Constantinopol, în anul 1696 (4). În urma acestei călătorii apare, în anul 1701, prima hartă avînd indicații asupra adîncimilor în apropiere de Crimeea și în zona Bosforului.

A doua etapă este reprezentată prin lucrările căpitanului de fregată E. P. Manganari (1825—1836). În anii 1841 și 1845 apar cartea pilot și atlasul de hărți întocmite pe baza datelor culese în cursul lucrărilor anterioare, iar în anul 1850 apare la Odesa atlasul hărților hidrografice al lui E. Taitbout de Marigny. În anul 1851 apare o hartă a Mării Negre editată de Amiralitatea Britanică.

În timpul războiului din Crimeea (1853—1856) comandantul Spratt execută 13 măsurători de mare adîncime între Bosfor și Sevastopol. Pe baza acestor măsurători este întocmită în anul 1861 harta lui Delesse. Urmează o serie de expediții de cercetare dintre care ale lui Kumani, Zarudnîi. Miakișev, Ivanovski, Andreev sînt cele mai importante.

Un rol foarte important în cunoașterea Mării Negre l-a avut N. I. Andrusov, care a inițiat, în perioada 1890—1891, lucrări complexe de cercetare oceanografică. Aceste lucrări au fost conduse de I. B. Spindler și s-au concretizat în întocmirea mai multor hărți, dintre care harta publicată în anul 1899 conține izobatele de 100, 500 și 1200 stînjeni marini (fathomi).

În perioada 1923—1927 lucrările din Marea Neagră sînt conduse de I. M. Sokalski. Aceste lucrări furnizează datele pentru întocmirea de către L. F. Rudovitz a unei hărți a reliefului fundului Mării Negre la scara 1 : 1.314.852, conținînd izobatele de 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 și 2200 m.

Urmează etapa 1928—1936, cînd lucrările de batimetrie au fost executate de Observatorul Maritim sub conducerea lui V. A. Snejinski. În această perioadă au fost executate 1041 de stații de măsurători, număr care depășește cu mult volumul de date cumulat existent pînă atunci. Au fost publicate două hărți, dintre care prima, în anul 1934, la scara 1 : 750.000 și a doua, în anul 1936, la scara 1 : 1.500.000 (fig. 1). Cu aceasta se încheie epoca măsurătorilor cu sonde mecanice.

Epoca actuală a cercetărilor batimetrice se bazează pe o aparatură acustică în diapazon sonor sau ultrasonor. Primele înregistrări continui de adîncime în Marea Neagră cu ajutorul sonarului vertical au fost efectuate în anul 1949 de n/c Viteaz. După anul 1956 tehnica măsurătorilor se dezvoltă rapid, apar nave noi, moderne, aparatura are performanțe

remarcabile și volumul cercetărilor și implicit fondul de date crește vertiginos.

În această expansiune a cercetărilor oceanografice sînt angrenate toate țările riverane Mării Negre. Acestea, în limitele posibilităților lor

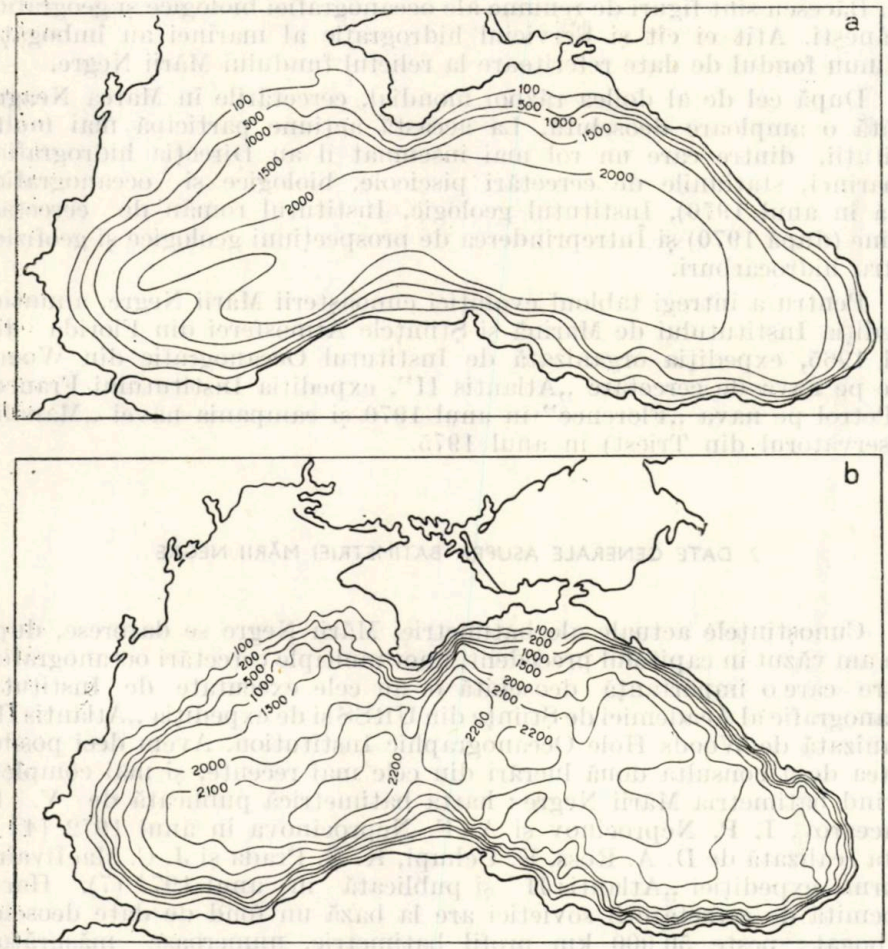


Fig. 1 — Hărțile batimetrice întocmite de L. F. Rudovitz, 1927 (a) și de V. A. Snejinski, 1936 (b). (Din Goncearov et all., 1972, pag. 9).

materiale, studiază cu precădere zonele de platformă continentală și taluz aferente teritoriilor proprii.

Primele cercetări românești în Marea Neagră datează de la sfîrșitul secolului trecut, scopul lor fiind menținerea în stare navigabilă a gurilor Dunării și amenajarea portului Constanța. Cartografierea fundului mării între Sulina și Gura Portița a fost executată în anii 1885—1886. După

1886 lucrările au fost extinse la întreg litoralul românesc. Pe baza datelor obținute a fost întocmită prima hartă românească a Mării Negre — harta Cătuneanu.

Primul program românesc de cercetări complexe biooceanografice în Marea Neagră a fost inițiat în anul 1892 de către Gr. Antipa care împreună cu I. Borcea, A. Cărăușu, C. Brătescu și mai tîrziu și cu E. Pora și M. Băcescu sînt figuri de renume ale oceanografiei biologice și geografice românești. Atît ei cît și Serviciul hidrografic al marinei au îmbogățit continuu fondul de date referitoare la relieful fundului Mării Negre.

După cel de al doilea război mondial, cercetările în Marea Neagră capătă o amploare deosebită. La această acțiune participă mai multe instituții, dintre care un rol mai însemnat îl au Direcția hidrografică a marinei, stațiunile de cercetări piscicole, biologice și oceanografice (pînă în anul 1970), Institutul geologic, Institutul român de cercetări marine (după 1970) și Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi.

Pentru a întregi tabloul evoluției cunoașterii Mării Negre, amintim expediția Institutului de Marină și Științele Atmosferei din Florida din anul 1965, expediția organizată de Institutul Oceanografic din Woods Hole pe nava de cercetare „Atlantis II", expediția Institutului Francez de Petrol pe nava „Florence" în anul 1970 și campania navei „Marsili" (Observatorul din Triest) în anul 1975.

2. DATE GENERALE ASUPRA BATIMETRIEI MĂRII NEGRE

Cunoștințele actuale ale batimetriei Mării Negre se datoresc, după cum am văzut în capitolul precedent, unor multiple cercetări oceanografice dintre care o importanță deosebită o au cele executate de Institutul Oceanografic al Academiei de Științe din URSS și de expediția „Atlantis II" organizată de Woods Hole Oceanographic Institution. Avem deci posibilitatea de a consulta două lucrări din cele mai recente, și mai complete privind batimetria Mării Negre : harta batimetrică publicată de V. P. Goncearov, I. P. Neprocinov și A. F. Neprocinova în anul 1972 [4] și harta realizată de D. A. Ross, E. Uchupi, K. E. Prada și J. C. MacIlvaine în urma expediției „Atlantis II" și publicată în anul 1974 (7). Harta întocmită de cercetătorii sovietici are la bază un fond de date deosebit de bogat : peste 50 000 km profil batimetric, numeroase măsurători anterioare precum și măsurători de detaliu în nouă poligoane, avînd suprafața de 100—250 km², plasate în zonele cele mai caracteristice (fig. 2). Harta cercetătorilor americani se bazează pe aproximativ 10.000 km profil batimetric și pe hărțile existente anterior pînă în anul 1967 (Goncearov și Neprocinov, 1967) (fig. 3).

Cele două hărți sînt quasiidentice, diferențele înscriindu-se în limitele erorilor de măsurare. Astfel adîncimea maximă măsurată de cercetătorii sovietici este de 2.212 m iarcea determinată de cercetătorii americani 2 206 m. În același sens se înregistrează diferențele dintre contururile principalelor izobate (fig. 4, 5.)

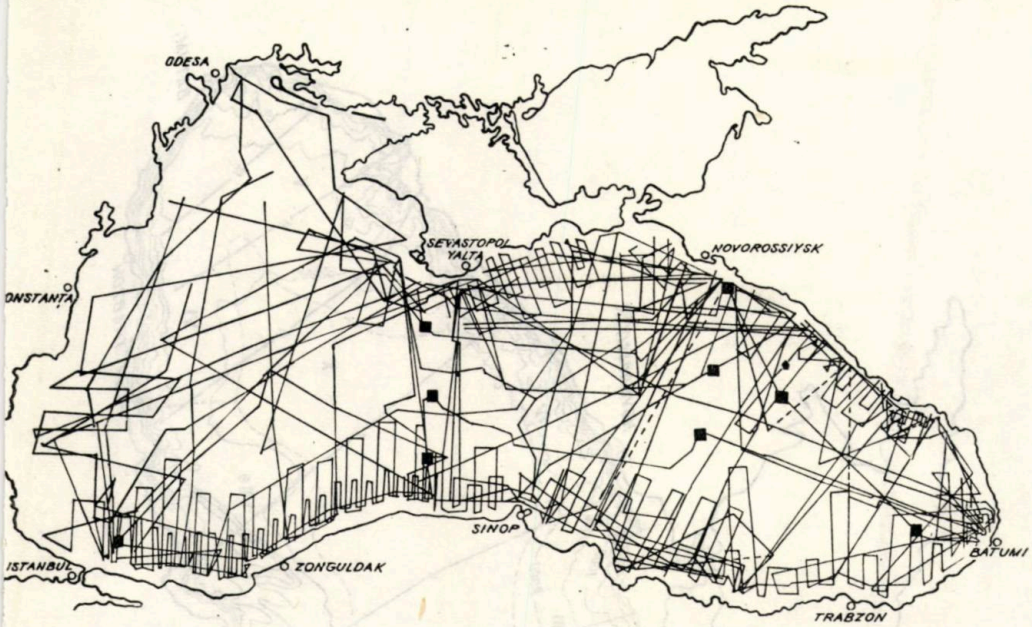


Fig. 2 — Harta drumurilor pe care s-au făcut înregistrări batimetrice de către Institutul de Oceanologie din Moscova. În negru — poligoanele de măsurători de detaliu (Din Goncearov et all., 1972, pag. 25).

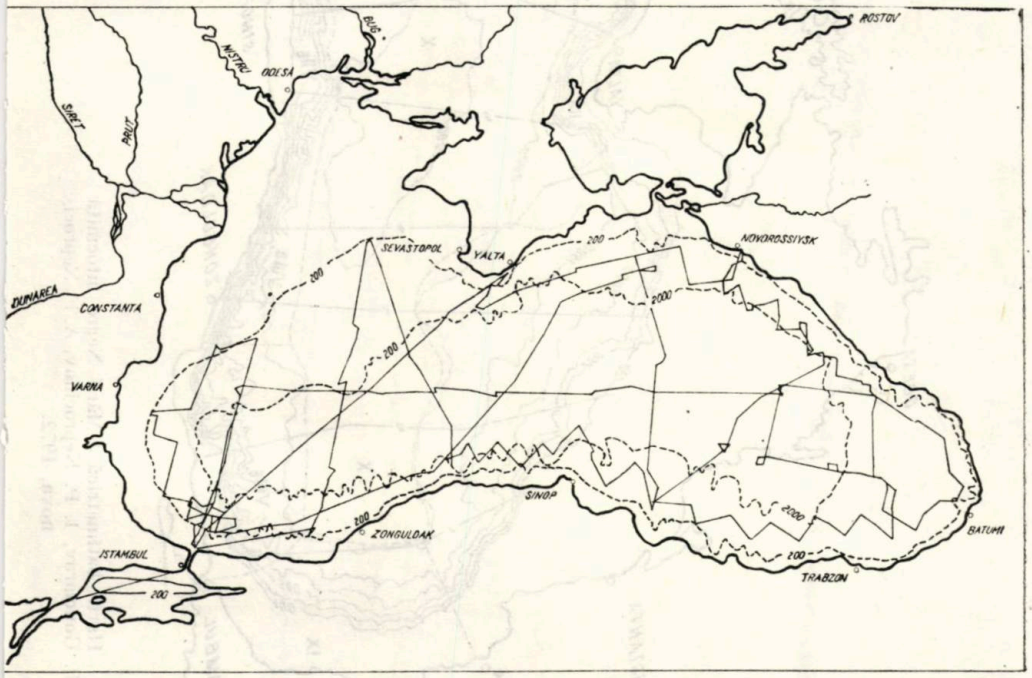


Fig. 3 — Harta drumurilor pe care s-au făcut înregistrări batimetrice de nava de cercetare Atlantis II. (Din Ross et all., 1974, pag. 2).

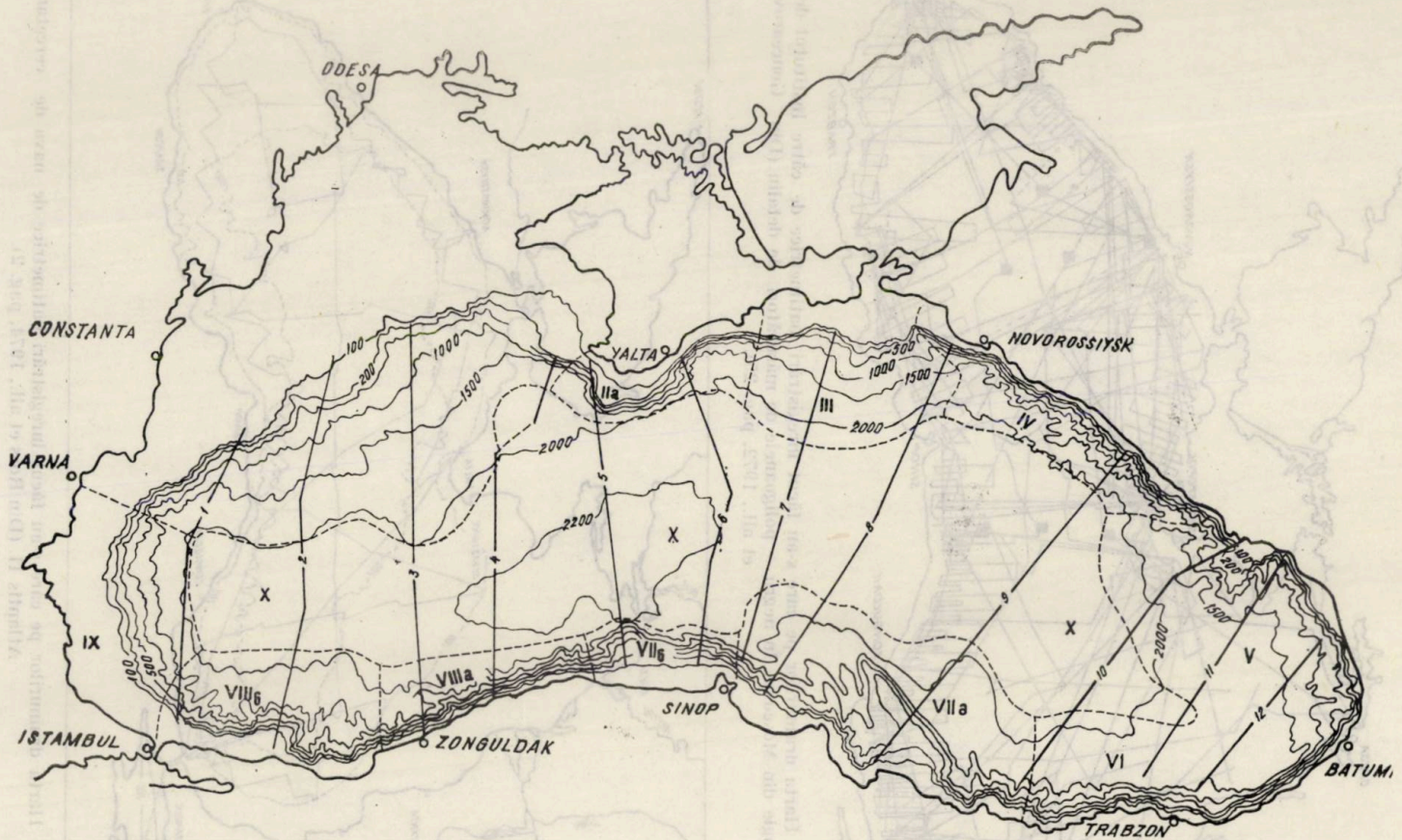


Fig. 4 — Harta batimetrică a Mării Negre întocmită de V. P. Gonciarov, I. P. Neprocinov, A. F. Neprocinova, 1972.

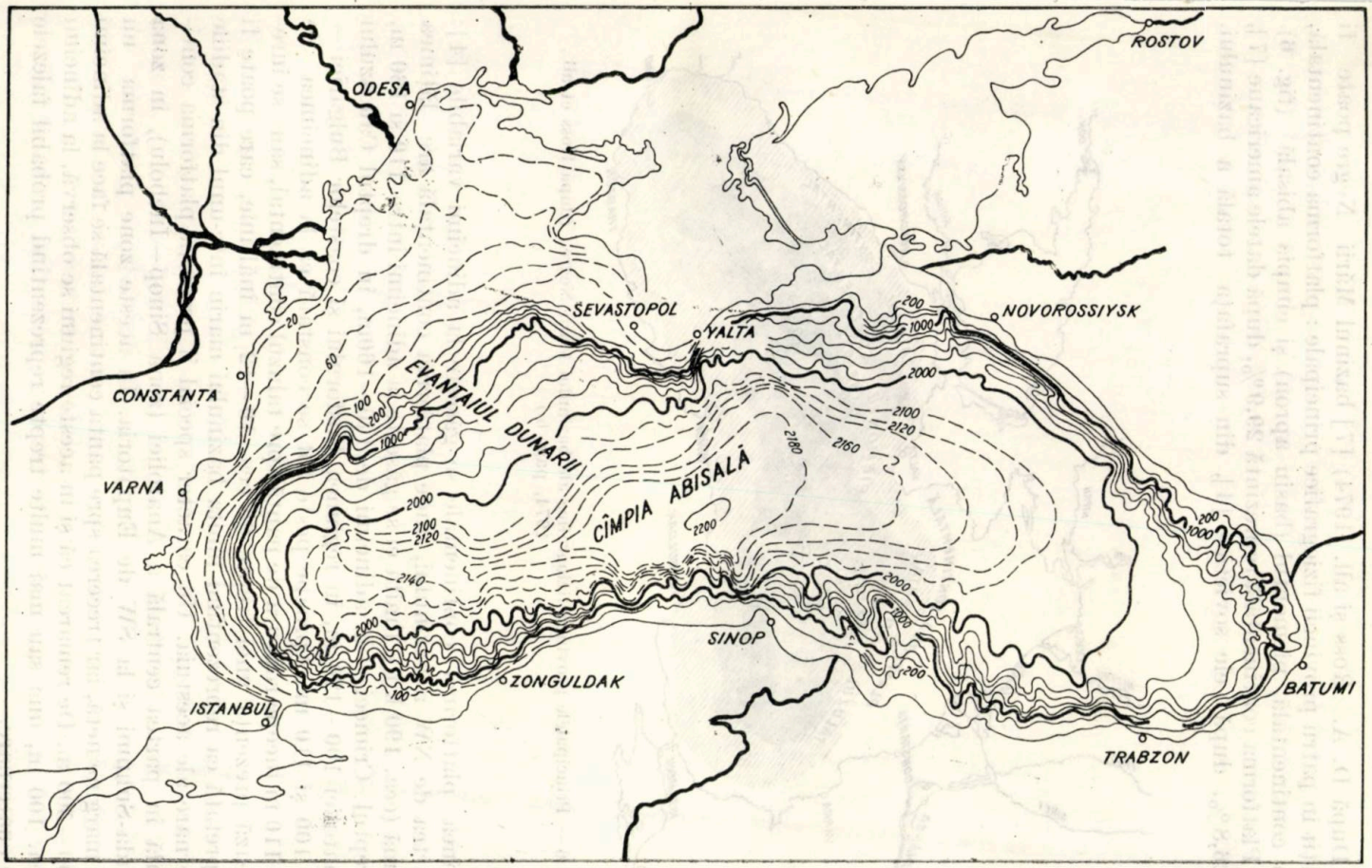


Fig. 5 — Harta batimetrică a Mării Negre întocmită de D. A. Ross, E. Uchupi, K.E. Prada, J. C. MacIlvaine, 1974.

După D. A. Ross și all. (1974) [7] bazinul Mării Negre poate fi împărțit în patru provincii fiziografice principale : platforma continentală, panta continentală, piemontul (basin apron) și cîmpia abisală (fig. 6).

Platforma continentală reprezintă 29,9%, după datele americane [7], sau 26,8%, după cele sovietice [4], din suprafața totală a bazinului.

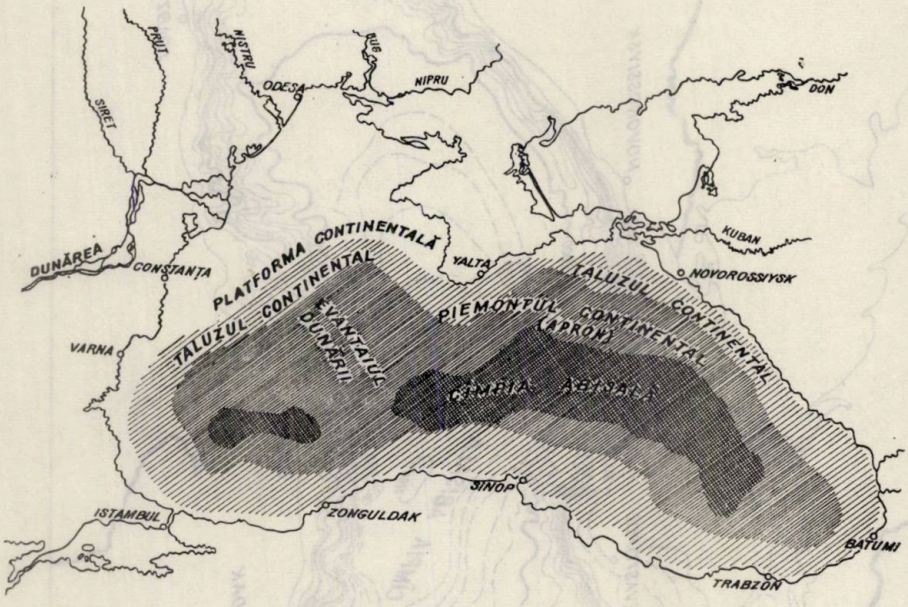


Fig. 6 — Principalele provincii fiziografice ale bazinului Mării Negre. (după Ross et all., 1974, pag. 6.)

Marginea platformei continentale se găsește la adîncimi variabile [4]: în partea de NW a bazinului, unde platforma continentală are lățimea maximă (cca. 190 km), limita ei se găsește la adîncimi între 110 și 160 m, în dreptul Crimeei — la adîncimi de 140—160m, în dreptul Caucazului și Anatoliei 100—120 m, în regiunea Bosforului și coastelor Bulgariei — între 100 și 110 m. Aproape peste tot se constată că la adîncimea de 100—110 m începe ruptura de pantă spre taluzul continental, sau se înregistrează prezența unei trepte de cca. 10—12 m înălțime, care poate fi interpretată ca reprezentînd limita bazinului marin într-unul din stadiile cuaternare ale acestuia. Un caracter special îl prezintă platforma continentală în partea centrală a Anatoliei (zona Sinop—Inebolu), în zona Pițunda-Suhumi și la SW de Eupatoria. În aceste zone platforma nu are o margine netă, iar trecerea spre panta continentală se face la adîncimi de 400—500 m. De remarcat că și în aceste regiuni se observă, la adîncimi de cca. 100 m, una sau mai multe trepte reprezentînd probabil falezele fosile cuaternare.

Panta continentală reprezintă cca 27,3% din suprafața totală a mării [4], [7]. Din punct de vedere morfologic se disting două tipuri de pante continentale :

— pante continentale abrupte, brăzdate de multiple canioane submarine. Înclinarea medie, pînă la adîncimi de 1700—1900 m, este de 6—10°. Anumite sectoare au înclinări de 20—30° și chiar mai mult. Acest tip morfologic se întîlnește în dreptul Caucazului, de-a lungul coastelor Anatoliei, la est de Ordu și între Inebolu și Bosfor, precum și pe coasta sudică a Crimeei ;

— pante continentale caracterizate printr-o morfologie mai domoală și înclinări mult mai mici (1—3°). Acest tip se întîlnește în partea de vest a mării și la sud de strîmtoarea Kerci.

Se poate vorbi de un al treilea tip morfologic de pantă continentală (Goncearov et al, 1972) [4], caracterizat prin prezența alături de sectoarele abrupte a unor zone nivelate și relativ domoale. Acest tip se întîlnește între capul Caliacra și Crimeea, precum și în zona capului Cialti-Sinop (fig. 7).

Piemontul (basin apron) ocupă 30,6 % din suprafața totală a mării [7]. Acest element fiziografic se găsește la baza pantei continentale și se caracterizează prin gradienți de 1 : 40 — 1 : 1.000 asemănători celor din zona „continental rise". Ross et al. 1974, remarcă că în zona de piemont se întîlnesc elemente morfologice pozitive de tipul colinelor din partea inferioară a zonei de continental rise. Un element deosebit de important al zonei de apron este așa numitul con submarin al Dunării. Acest element are o extindere foarte mare, împărțind zona abisală a Mării Negre în două părți. Profilele seismice executate de expediția Atlantis II au arătat că acesta este format probabil din aluviunile rîurilor mari care se varsă în Marea Neagră în partea ei nord-vestică (Dunărea, Nistrul, Bugul și Niprul). Autorii citați cred că acest con submarin este un element relict pleistocen, format atunci cînd nivelul mării era mai jos decît în prezent.

Autorii sovietici [4] pun în evidență, în aceeași regiune, creasta Moiseev. Creasta este despicată longitudinal de o vale adîncă, cu pereți foarte abrupți, care urmează probabil o mare fractură orientală NW—SE. În concepția autorilor această creastă reprezintă continuarea în mare a anumitor structuri ale Dobrogei cutate sau terminația estică a platformei Moesice. Această divergență de păreri implică necesitatea executării unor cercetări de detaliu în zona taluzului și a piemontului continental din regiunea de nord-vest a Mării Negre.

Partea centrală a Mării Negre este o cîmpie abisală euxinică, avînd gradienți mult mai mici decît 1 : 1.000. După autorii americani acest element ocupă cca. 12,2 % din suprafața totală a mării [7], pe cînd autorii sovietici, îi atribuie mai mult de 20% [4]. Oricare ar fi interpretarea limitelor cîmpiei abisale este evident faptul că aceasta se caracterizează printr-un relief extrem de plat și neted. În două poligoane etalon, avînd fiecare o suprafață de cca. 100 km², în care cercetătorii sovietici au executat măsurători de detaliu, variația adîncimii apei a fost de 6 m într-unul (2194—2200 m) și doar de 3 m în al doilea (2201—2204 m). Adîncimea maximă măsurată de expediția Atlantis II a fost 2206 m într-o zonă

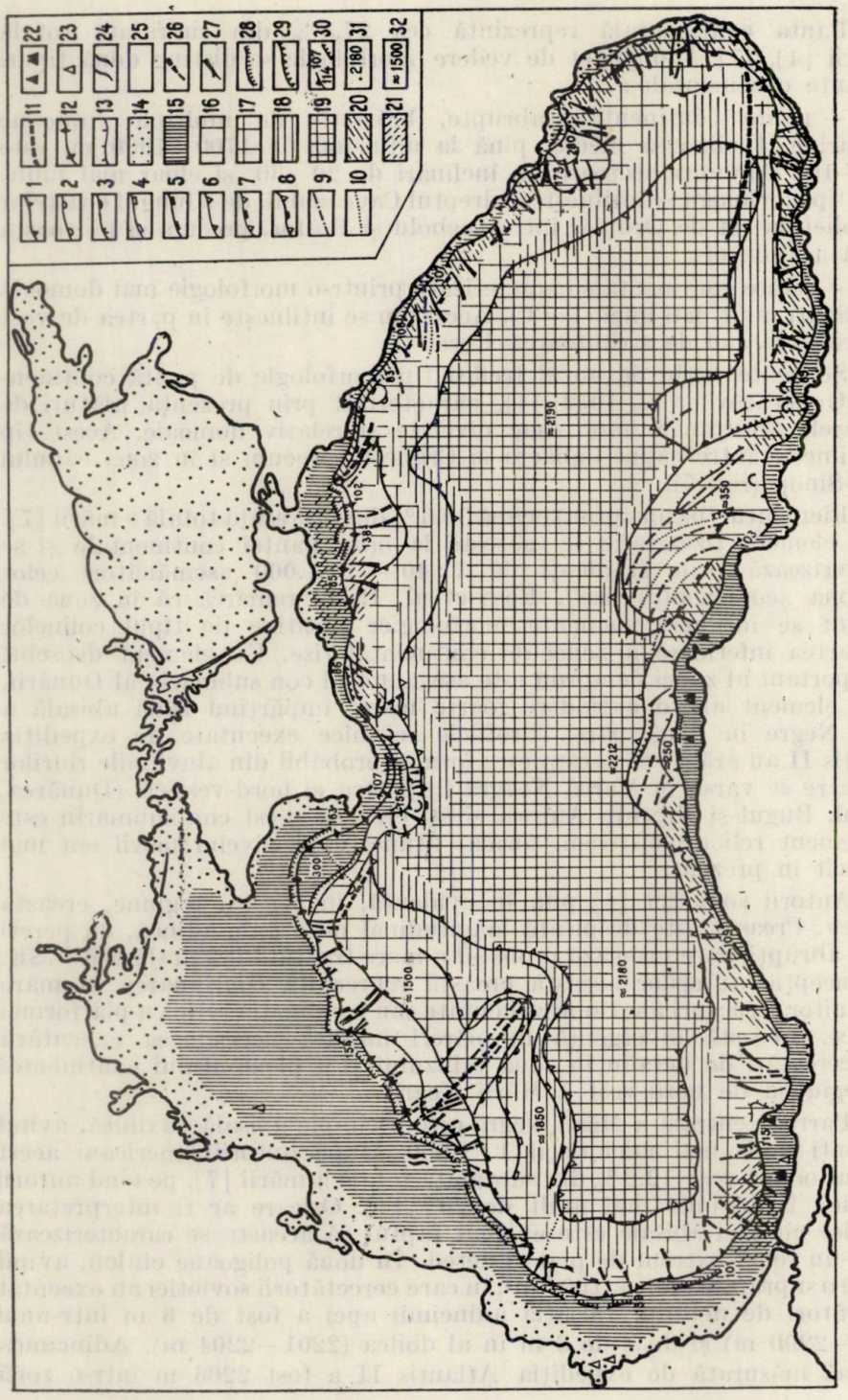


Fig. 7

Fig. 7 — Harta geomorfologică a Mării Negre (După Goncearov et all., 1972, pag. 30)

Legenda :
1 — limita dintre domeniul continental și panta continentală ; 2 — limita ridicărilor ; 3 — baza edificiilor muntoase ; 4—5 — elemente morfologice în cuprinsul pantei continentale (4 — trepte ; 5 — umeri) ; 6—8 — limita zonei adînci a mării (7 — corespunde cu baza umărului ; 8 — corespunde cu baza edificiului muntos) ; 9 — axele crestelor muntoase ; 10 — axele depresiunilor ; 11 — falii ; 12 — zone în care marginea platformei continentale nu corespunde cu limita domeniului continental ; 13 — marginea suprafețelor de abraziune-acumulare, avînd altă vîrstă sau altă adîncime decît marginea platformei continentale ; 14—21 — tipuri genetice ale suprafeței fundului : 14 — tipul de abraziune-acumulare în zona de acțiune puternică a valurilor ; 15 — același lucru în zona de acțiune slabă a valurilor ; 16 — tipul de acumulare cu păstrarea neregularităților primare ; 17 — tipul de acumulare cu netezirea neregularităților primare în zonele cu relief muntos puțin înalt ; 18 — același lucru în zonele cu relief deluros puțin înalt ; 19 — cîmpie de acumulare fără acțiunea valurilor ; 20 — zone de fracturare tectonică ; 21 — tipul de eroziune-acumulare (sub acțiunea curenților de fund) ; 22 — martori de eroziune submerși ; 23 — martori de eroziune emerși ; 24 — creste stîncoase ; 25 — alunecări ; 26 — văi de eroziune ; 27 — văi tectonice ; 28 — terase de abraziune vechi submerse ; 29 — umeri de natură tectonică ; 30 — adîncimea marginii platformei continentale și a suprafețelor de netezire ; 31 — adîncimi în m ; 32 — adîncimea medie a suprafețelor.

situată la sud de Crimeea. Cercetătorii sovietici au măsurat adîncimea de 2212 m într-o zonă situată la 60 km nord de Inebolu.

În acest tablou general fiziografic al Mării Negre platforma continentală din partea de nord-vest a bazinului are o importanță deosebită, atingînd aici, după cum am văzut, lățimi de peste 150 km. Hărțile batimetrice prezentate mai sus se referă mai ales la părțile adînci ale mării. În cele ce urmează vom prezenta o caracterizare fiziografică generală a platformei continentale din dreptul litoralului românesc al Mării Negre, caracterizare care are la bază investigațiile batimetrice executate de Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi în anii 1969—1972 și de Laboratorul de geologie marină al Institutului de geologie și geofizică în anii 1970—1974.

3. DATE PRIVIND BATIMETRIA PLATFORMEI CONTINENTALE

Partea de nord-vest a Mării Negre se caracterizează prin adîncimi mici ale apei, platforma continentală fiind aici elementul cel mai important. Lărgimea ei atinge 190 km.

Dezvoltarea platformei continentale în partea de nord-vest a Mării Negre este evident favorizată de structura geologică a acestei regiuni. Sîntem în prezența marginii scufundate a Platformei Podolice (Scitice, în nomenclatura sovietică) și a continuării spre est a elementelor structurale ale Dobrogei.

Pentru ridicările batimetrice pe platforma continentală s-a utilizat metoda sondajului ultrasonic cu înregistrare continuă, cunoscută sub numele de Sonar vertical. Principiul metodei este ilustrat în figura 8.

O undă sonoră generată de un emițător de frecvență înaltă se propagă prin stratul de apă cu o viteză cunoscută (aproximativ 1500 m/s), se reflectă pe interfața apă/sediment și este recepționată de un traductor (hidrofon) situat în același loc cu emițătorul.

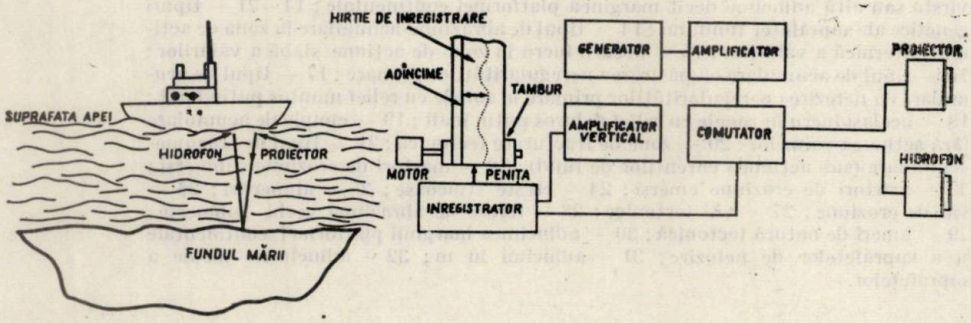


Fig. 8 — Principiul de funcționare a sonarului vertical.

Prin măsurarea timpului (t) necesar revenirii la punctul de generare al undei, sau direct a mărimii $vt/2$ se obține adîncimea fundului mării pe care s-a reflectat.

Emițătorul și receptorul sînt fixați în exteriorul navei și dirijați pe direcția verticală. Durata impulsurilor generate de emițător este de ordinul milisecundelor, iar ritmul de emitere de 1 secundă. Înregistrarea semnalelor reflectate de fundul apei se face pe hîrtie electro-sensibilă, obținîndu-se înregistrări continui în timpul mersului navei.

Pentru ridicarea batimetrică a platformei continentale a Mării Negre au fost utilizate trei tipuri de sonare :

— sonarul sovietic, avînd frecvența de lucru a sistemului de emisie de 21 KHz ;

— sonda ultrason Electroacustic GMBH, cu frecvența de lucru a sistemului de emisie de 32 KHz ;

— sonarul vertical Ocean Sonics OSR—219 T, cu hîrtie de înregistrare uscată și frecvență de lucru la emisie de 8 KHz.

Înregistrările s-au făcut la viteza de deplasare a navei de 5—6 noduri ; înregistrarea poziției navei s-a realizat cu ajutorul sistemului de radionavigație DECCA Hi—Fix, la fiecare 2 minute.

Datele culese au permis întocmirea unei hărți de detaliu a platformei continentale din partea de nord-vest a Mării Negre, precum și punerea în evidență a caracterelor morfologice principale a platformei. Rezultatele reprezintă o etapă mai avansată a cercetărilor batimetrice, cantitatea de date noi sau vechi integrîndu-se într-o imagine mai logică a reliefului platformei continentale.

Platforma continentală situată în fața teritoriului țării noastre poate fi împărțită în mai multe zone fiziografice (fig. 9) :

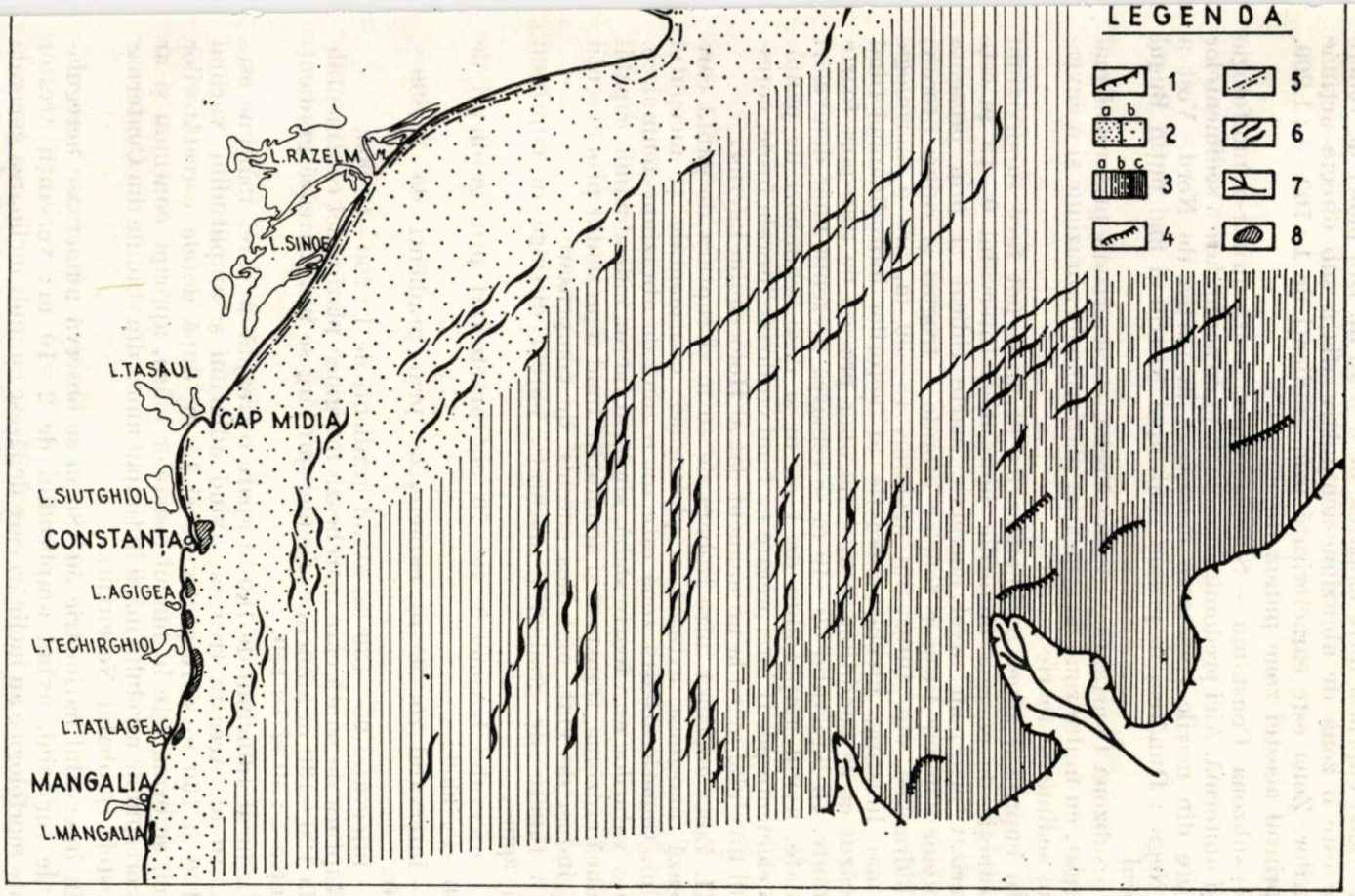


Fig. 9 — Zonarea geomorfologică a platformei continentale din partea de Nord Vest a Mării Negre. Legenda: 1: — Marginea platformei continentale; 2 — zonă de abraziune-acumulare în care acțiunea valurilor este puternică: a — subzona cu acumulare puternică de sedimente; b — subzona cu acumulare slabă de sedimente; 3 — zonă de abraziune-acumulare în care acțiunea valurilor este foarte slabă: a — gradienți 1 : 2000—1 : 3000; b — gradienți 1 : 800—1 : 1600; c — gradienți 1 : 200—1 : 900; 4 — terase de abraziune vechi submerse; 5 — riduri litorale submarine; 6 — zone în care apar neregularități interpretate ca fiind cordoane litorale fosile; 7 — canion submarin; 8 — zone de aflorare a calcarelor sarmațiene.

I. Zona cuprinsă între izobatele de 0 și 40 m. Din punct de vedere genetic este o zonă de abraziune-acumulare aflată sub directa acțiune a valurilor. Zona este caracterizată prin gradienți de 1 : 700—1 : 1.200. În cuprinsul acestei zone putem distinge :

— subzona Constanța — Sulina, caracterizată printr-o morfologie plată și uniformă. Aici predomină fenomenele de acumulare a sedimentelor provenite din marile rîuri care debușează în partea de Nord—Vest a Mării Negre : Dunărea, în primul rînd, apoi Nistrul și mai puțin Bugul și Niprul.

— subzona Constanța — Vama Veche, caracterizată prin relief mai accidentat, cu multe zone de stîncărie, platforme de abraziune și o cuvertură de sedimente foarte subțiri.

În cuprinsul zonei batimetrice 0—40 m se pot face subdiviziuni și în funcție de energia factorilor hidraulici. Intervalul 0—15 m este caracterizat printr-un nivel energetic foarte ridicat și prin prezența elementelor comune tuturor zonelor litorale — troguri și riduri litorale, dune hidraulice, etc. Intervalul următor, 15—30 m, are o morfologie mult mai liniștită, nivelul energetic al factorilor hidrodinamici fiind prea scăzut ca să condiționeze apariția unor procese de transport foarte importante. În intervalul 30—40 m se remarcă prezența unor denivelări neregulate, avînd amplitudini de 1—5 m și dese schimbări de pantă. Aceste elemente pot fi interpretate ca fiind cordoane litorale fosile, corespunzînd nivelului mării la un moment dat al Holocenului inferior.

II. Zona cuprinsă între izobata de 40 m și ruptura de pantă care marchează marginea externă a platformei continentale și începutul taluzului. Genetic această zonă este tot o zonă de abraziune-acumulare. Acțiunea valurilor este foarte slabă, singurul factor hidrodinamic capabil să producă eroziune, transport și acumulare fiind reprezentat prin curenții marini induși de vînt, mai ales curenții de compensare.

În funcție de gradienții măsurați, putem distinge în cuprinsul acestei zone :

— intervalul batimetric 40—70 m, caracterizat prin gradienți de 1 : 2000—1 : 3000 ;

— intervalul 70—95 m, caracterizat prin gradienți de 1 : 800—1 : 1600 ;

— intervalul 95—130 m, avînd gradienți de 1 : 200—1 : 900.

Ruptura de pantă care marchează marginea platformei continentale apare la 120—130 m adîncime. De aici spre larg se înregistrează gradienți mari între 1 : 30 și 1 : 150.

În jurul adîncimii de 100 m apare o treaptă a cărei înălțime este de cca. 10 m. Această treaptă, avînd adîncimi și amplitudini variind între 100 și 160 m și respectiv 10 și 15 m, după datele cercetătorilor sovietici, se urmărește în lungul coastelor mării, aproape continuu și ar putea corespunde nivelului mării în timpul unuia din stadiile din Cuaternar ale acesteia (probabil Neoeuxin).

În intervalul batimetric 50—80 m se observă numeroase neregularități ale fundului, avînd amplitudini de 2—10 m ; versanții acestor elemente morfologice au înclinări care depășesc cu mult înclinarea generală a platformei continentale ajungînd la valori de pînă la 3—4°. În majori-

tatea cazurilor, panta orientată spre larg este mai abruptă decît cea dinspre țărm. Ca și în cazul neregularităților din intervalul 30—40 m, elementele întîlnite în intervalul 55—80 m pot fi interpretate ca fiind cordoane litorale fosile, corespunzînd diverselor momente de schimbare a nivelului mării de la cota minimă a regresiunii neoeuxine spre cota actuală (fig. 10).

Un element morfologic deosebit de important care apare în partea Sud-Estică a teritoriului cartat, este un canion submarin foarte mare, numit canionul „Viteaz". Limita superioară a canionului se găsește la izobata de 110 m. Panta bazinului superior al canionului este mai mare decît panta cursului mediu, ajungînd la valori de 25—30°. Se observă doi afluenți principali și mai mulți afluenți secundari (fig. 11).

4. CONCLUZII

Multiple cercetări efectuate în decursul mai ales a ultimelor două secole în Marea Neagră, permit reprezentarea destul de exactă, credem, a morfologiei fundului acestui bazin marin. Etapele principale ale cunoașterii sînt marcate succesiv de hărțile Manganari (1845), Spindler (1899), Sokalski-Rudovitz (1927), Snejinski (1934, 1936) etc.

Imaginea batimetriei Mării Negre pe care o avem în prezent se datorește unor multiple cercetări oceanografice. Dintre lucrările publicate, o importanță deosebită o au harta batimetrică a lui V. P. Goncearov, I. P. Neprocinov și A. F. Neprocinova (1972) [4] și harta lui D. A. Ross, E. Uchupi, K. E. Prada și J. C. MacIlvaine (1974) [7]. O comparație a acestor două lucrări este făcută.

Bazinul Mării Negre poate fi împărțit în patru provincii fiziografice principale : platforma continentală, panta continentală, piemontul continental (apron) cîmpia abisală.

Ca elemente deosebit de interesante din punct de vedere morfologic menționăm :

— existența la adîncimea de 100—110 m a unei trepte de 10—12 m înălțime, care este interpretată ca fiind o faleză fosilă, posibil neoeuxină :

— prezența a numeroase canioane submarine, mai ales în zona de taluz continental din dreptul Caucazului și Anatoliei ;

— existența la baza pantei continentale a unui element morfologic, interpretat de D. A. Ross și all. (1974) ca fiind conul submarin, pleistocen, al Dunării ;

— prezența în aceeași zonă inferioară a pantei continentale a unor ridicări de natură, probabil, tectonică.

Platforma continentală din partea de Nord—Vest a Mării Negre reprezintă elementul fiziografic principal din această regiune a mării. Prin cercetări de detaliu au fost puse în evidență două zone batimetrice caracterizate prin gradienți și morfologie diferite : prima, între 0 și 40 m adîncime și a doua, între 40 m și marginea exterioară a platformei (120—130 m).

În intervalele batimetrice 30—40 m și 50—80 m se întîlnesc neregularități ale fundului avînd altitudini de 2—10 m ele reprezintă, probabil, cordoane litorale fosile corespunzînd diverselor momente de schimbare

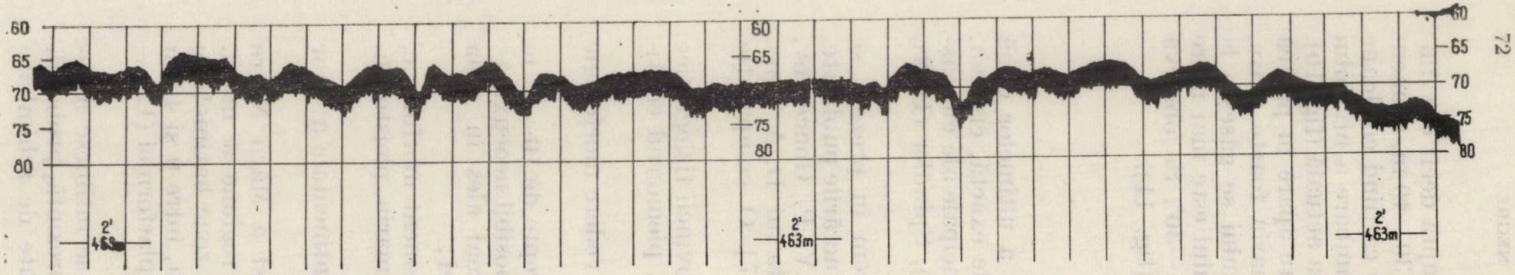


Fig. 10 — Elemente morfologice pe platforma continentală a Mării Negre interpretate ca fiind cordoane litorale fosile.

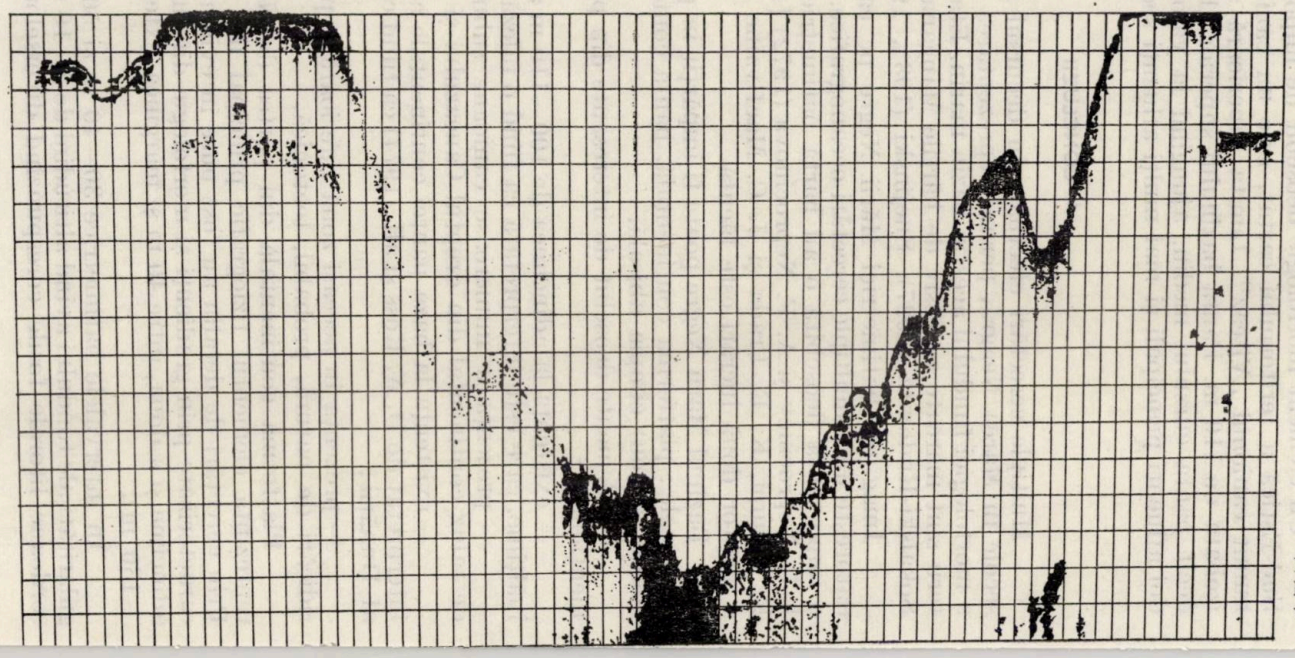


Fig. 11 — Secţiune batimetrică transversală prin canionul „Viteaz".

a nivelului mării de la cota minimă a regresiunii neoeuxine spre cota actuală.

La adîncimea de 100 m se înregistrează o treaptă de cca. 10 m înălţime, care este interpretată de V. P. Goncearov şi all. (1972) ca fiind o faleză fosilă.

La marginea platformei continentale se află un mare canion submarin, numit canionul „Viteaz".

Primit la redacţie
la 23 februarie 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Budanova L. J., Zatonskii L. K., Sokolov B. A., (1960), *Asupra metodicii construirii hărţilor batimetrice*. Lucr. Inst. Oc. Acad. St. URSS, **14** (l. rusă).
2. Goncearov V. P., Mihailov O. V., (1964), *Metodica ridicării ecometrice de detaliu a reliefului fundului mării*, Lucr. Inst. Oc. Acad. URSS, **68** (l. rusă).
3. Goncearov V. P., Mihailov O. V., (1966), *Corecţia adîncimii măsurate cu ecosondele în Marea Neagră şi Marea Mediterană*. Oceanologia, **6**, *5* (l. rusă).
4. Goncearov V. P., Neprocinov I. P., Neprocinova A. F., (1972), *Relieful şi structura de adîncime a depresiunii Mării Negre*. Ed. Nauka, Moscova (l. rusă).
5. Manganari E. P., (1841), *Atlasul Mării Negre*. Ed. Hidrografică, Nicolaev.
6. Marigny de E. T., 1850, *Atlas hydrographique de la Mer Noire*. Odessa, Litogr. L. Nitzsche.
7. Ross D. A., Uchupi E., Prada K. E., MacIlvaine J. C., (1974), *Bathymetry and microtopography of Black Sea*, în E. T. Degens and D. A. Ross, eds. : The Black Sea — geology, chemistry and biology. AAPG, Memoir 20.
8. Udinţev G. B., (1954), *Asupra corectării adîncimilor măsurate cu ecosondele*. Lucr. Inst. Oc. Acad. St. URSS. *8* (l. rusă).

BATHYMETRIC RESEARCHES ON THE SHELF OF BLACK SEA

(ABSTRACT)

A historical review of oceanographic researches in the Black Sea pointed out the main phases of knowledge of its bathymetry and structure.

Four physiographic provinces may be recognised in the Black Sea : shelf, basin slope, basin apron and abyssal plain (4, 7).

The shelf of the Northwestern part of Black Sea is very large. Two zones are established : a first zone between 0 and 40 m depth, and the second, from 40 m depth to the shelf margin (—120 — — 130 m).

Small topographic features on the shelf in 30—40 m and 50—80 m depth intervals may be considered as old littoral bars. At 100 m depth a 10 m step is believed to be a fossil cliff, probably of neoeuxinian age. An important canyon has been found on the Eastern margin of the Romanian shelf.

DETERMINAREA VÎRSTELOR ABSOLUTE PRIN METODA *A—K*, VARIANTA DILUȚIEI IZOTOPICE

DE

MARIA LEMNE, ELEONORA VÎJDEA, ANCA TĂNĂSESCU, OLIVIA ROMANESCU, AUREL RĂDULESCU

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1

Metoda diluției izotopice pentru determinarea cantității de argon radiogenic din roci și minerale, este aplicată la Institutul de geologie și geofizică pentru a mări sensibilitatea și precizia datării probelor geologice tinere.

După cum se știe, această metodă se poate aplica numai elementelor care au cel puțin doi izotopi și ea se bazează pe modificarea compoziției izotopice „normale" a elementului prin adăugarea unui „diluant".

Principiul metodei este următorul : se adaugă elementului de dozat cu o concentrație izotopică normală, o cantitate precis determinată din același element — diluantul — cu o compoziție izotopică modificată artificial și cunoscută.

Amestecului diluant + elementul normal i se determină, cu ajutorul spectrometrului de masă, compoziția izotopică.

În cazul dozării argonului radiogenic extras din roci, amestecul de argon care este analizat cu spectrometrul de masă este format din :

— argonul radiogenic cu masa 40, provenit din dezintegrarea potasiului existent în rocă, argon care trebuie determinat cantitativ ;

— argonul atmosferic provenit din impurificarea probei și din atmosfera reziduală din instalația de extragere a argonului și din spectrometrul de masă. Acest argon are o compoziție izotopică cunoscută : $A^{40} = 99{,}6\,\%$; $A^{38} = 0{,}063\,\%$; $A^{36} = 0{,}337\,\%$;

— argonul diluant a cărui cantitate și compoziție izotopică este cunoscută ;

Folosind notațiile :

40^* — cantitatea de argon radiogenic din probă
S — cantitatea de argon atmosferic care impurifică proba
n_0 — cantitatea de argon diluant adăugată
a — concentrația A^{36} în argonul atmosferic
b — concentrația A^{38} în argonul atmosferic
c — concentrația A^{40} în argonul atmosferic
α — concentrația A^{36} în diluant
β — concentrația A^{38} în diluant
γ — concentrația A^{40} în diluant

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 15, P. 75—83, BUCUREȘTI, 1977

raporturile izotopice măsurate la spectrometrul de masă pentru amestecul de argon radiogenic, argon atmosferic şi argon diluant devin :

$$(1) \qquad X = \frac{\text{cantitatea de } A^{40} \text{ total}}{\text{cantitatea de } A^{38} \text{ total}} = \frac{40^* + S \cdot c + n_0 \gamma}{S.b + n_0}$$

$$(2) \qquad Y = \frac{\text{cantitatea de } A^{38} \text{ total}}{\text{cantitatea de } A^{36} \text{ total}} = \frac{S \cdot b + n_0 \beta}{S \cdot a + n_0 \alpha}$$

Din (2) rezultă :

$$(3) \qquad S = \frac{n_0(\beta - Y\alpha)}{Y \cdot a - b} \quad \text{şi}$$

$$(4) \qquad 40^* = n_0 \left[X\beta - \gamma - (c - X \cdot b) \frac{Y\alpha - \beta}{b \cdot Y \cdot a} \right].$$

Exprimînd concentraţiile a, b, c, α, β, γ sub formă de raporturi $M = \frac{c}{a}$; $N = \frac{b}{a}$; $G = \frac{\gamma}{\alpha}$; $H = \frac{\beta}{\alpha}$ şi ţinînd seamă de faptul că : $a + b + c = 1$ şi $\alpha + \beta + \gamma = 1$, se obţine

$$(5) \qquad 40^* = \frac{n_0}{1 + H + G} \left[XH - G - (M - XN) \frac{Y - H}{N - Y} \right].$$

Întrucît N este foarte mic $\left(\frac{A^{38} \text{ atm}}{A^{36} \text{ atm}} = 0{,}0006 \right)$, el poate fi neglijat şi formula devine :

$$(6) \qquad 40^* = \frac{n_0}{1 + H + G} \left[XH - G + M - \frac{H \cdot M}{Y} \right].$$

Pentru calculul erorilor care afectează determinarea cantitativă a argonului radiogenic prin metoda diluţiei izotopice, se introduce noţiunea de poluare atmosferică procentuală a amestecului de argon, poluare notată cu „d" şi definită ca :

$$d = \frac{100\ A^{40} \text{ atmosferic}}{A^{40} \text{ total}}.$$

Folosind raporturile izotopice măsurate la spectrometru se obţine pentru d expresia :

$$(7) \qquad d = \frac{100\ M}{X} \left(\frac{1}{Y} - \frac{1}{H} \right).$$

Considerînd ca principale componente ale determinării vîrstei cantitatea de argon diluant folosită în amestec (n_0), raporturile izotopice (X) şi (Y) determinate în amestec cu ajutorul spectrometrului de masă, poluarea „d" şi cantitatea de potasiu din probă, eroarea relativă de deter-

minare a vîrstei este dată de formula :

$$\sigma_t = \sqrt{\sigma_K^2 + \sigma_{n_0}^2 + \left(\frac{1}{r}\right)^2 \cdot \sigma_x^2 + \left(\frac{1-r}{r}\right)^2 \cdot \sigma_y^2} \tag{8}$$

în care :

σ_K — reprezintă eroarea relativă asupra conținutului în potasiu

σn_0 — reprezintă eroarea relativă asupra calibrării argonului 38 (cantității de argon 38)

r — reprezintă proporția de argon radiogenic

σ_x — reprezintă eroarea relativă asupra raportului

$$\frac{A^{40} \text{ total}}{A^{38} \text{ total}}$$

σ_y — reprezintă eroarea relativă asupra raportului

$$\frac{A^{38} \text{ total}}{A^{36} \text{ total}}.$$

Din relația (6) rezultă că determinarea cantitativă a argonului radiogenic necesită următoarele operații :

I. Obținerea unei cantități precis determinate de diluant n_0 — de același ordin de mărime cu argonul din probă ;

II. Extragerea argonului din proba de analizat și amestecarea lui cu argonul diluant ;

III. Măsurarea raporturilor izotopice ale amestecului argon din probă + argon diluant la spectrometrul de masă.

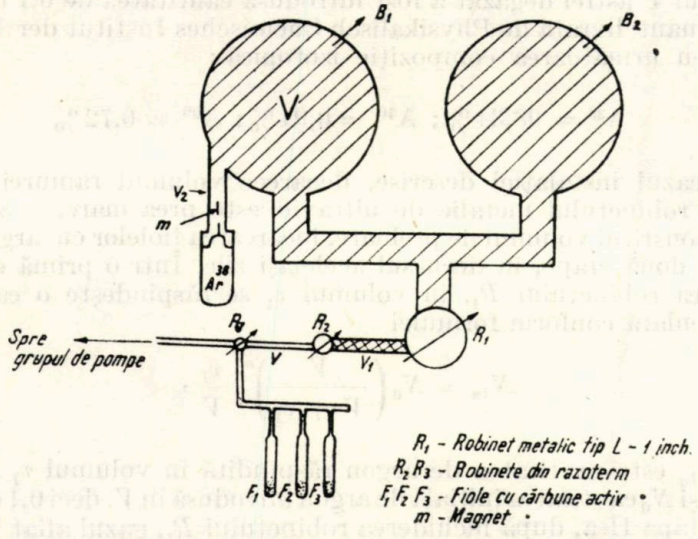


Fig. 1. Instalația de păstrare și extragere a argonului 38.

În continuare se va prezenta modul cum au fost rezolvate aceste operații în laboratorul de radiometrie și geologie nucleară din cadrul Institutului de geologie și geofizică.

I. Instalația destinată păstrării și prelucrării argonului diluant (fig. 1), executată din sticlă razoterm este formată din : V — volumul de expandare

a fiolei de argon 38 diluant (rezervorul de A^{38}), A^{38} — fiolă, care conţine 0,1 cm³ T.P.N. argon 38, R_1 — robinet metalic de ultravid produs de firma Granville-Philips, R_2, R_3 — robinete de vid din sticlă razoterm, v_1 — volumul ramurei de sticlă a robinetului R_1, v — volumul de preluare, volum în care se va afla gazul diluant folosit pentru o singură determinare, v_{R_2} — volumul robinetului R_2 şi F_1, F_2, F_3, F_4 — fiole cu cărbune activ în care sînt absorbite cantităţile de argon diluant.

Volumele V, v_1, v, v_{R_2} au fost măsurate cu apă distilată obţinîndu-se următoarele rezultate :

$$V = 9397 \pm 10 \text{ c.c.}$$

$$v_1 = 82{,}3 \pm 0{,}8 \text{ c.c.}$$

$$v = 9{,}5 \pm 0{,}09 \text{ c.c.}$$

$$v_{R_2} = 0{,}7 \pm 0{,}01 \text{ c.c.}$$

Întreaga instalaţie a fost degazată la cald timp de 3 săptămîni folosind o pompă mecanică cu ulei pentru vidul preliminar şi o pompă de difuzie cu ulei tip I.F.A. S-a obţinut în regim dinamic o presiune de $5 \cdot 10^{-7}$ mm. Hg.

Pentru a controla degazarea şi etanşeitatea volumului V, s-a întrerupt vidarea timp de şapte zile şi, măsurîndu-se presiunea reziduală, s-a obţinut valoarea de $7 \cdot 10^{-5}$ mm Hg, care indică o degazare bună pentru presiunea limită de $5 \cdot 10^{-7}$ realizată de tipul de pompă avut la dispoziţie. În volumul V astfel degazat a fost introdusă cantitatea de 0,1 cm³ T.P.N. argon diluant livrată de Physikalisch Chemisches Institut der Universität Zürich, cu următoarea compoziţie izotopică :

$$A^{38} = 98{,}34\,\%\,; \quad A^{40} = 0{,}94\,\%\,; \quad A^{36} = 0{,}72\,\%$$

În cazul instalaţiei descrise, deoarece volumul ramurei de sticlă, — v_1 — a robinetului metalic de ultravid este prea mare, — 82,3 c.c. —, pentru a constitui volumul de preluare, încărcarea fiolelor cu argon diluant are loc în două etape, în decursul aceleiaşi zile. Într-o primă etapă, prin deschiderea robinetului R_1, în volumul v_1 se răspîndeşte o cantitate de argon calculată conform formulei

$$N_{1_n} = N_0 \left(\frac{V}{V + v_1} \right)^n \cdot \frac{v_1}{V},$$

în care N_{1_n} este cantitatea de argon răspîndită în volumul v_1 la a „n"-a extragere şi N_0 cantitatea iniţială de argon introdusă în V, deci 0,1 c.c. T.P.N.

În etapa II-a, după închiderea robinetului R_1, gazul aflat în volumul v_1, constituie rezervorul de argon pentru volumul v, volumul de preluare. Cantitatea de argon diluant introdusă în fiecare din cele 4 fiole cu cărbune activ, F_1, F_2, F_3, F_4, răcite cu azot lichid şi desprinse la flacără, se calculează aplicînd relaţia :

$$(1) \qquad n_{n'} = N_{1_n} \left(\frac{v_1 + v_{R_2}}{v_1 + v_{R_2} + v} \right)^{n'} \cdot \frac{v}{v_1 + v_{R_2}},$$

în care n' variază între 1—4. Cantitatea de argon diluant obținută cu instalația descrisă mai sus, este de ordinul 10^{-5} c.c T.P.N., cu o eroare relativă $\frac{\Delta n}{n} \times 100 = 3$, provenită din erorile asupra măsurătorilor de volum.

Din cele 4 fiole extrase, una este folosită de fiecare dată pentru verificarea compoziției izotopice a argonului diluant constituind un control al etanșeității rezervorului V și al acurateții cu care a fost făcută operația de preluare. Pentru a se reduce la minimum impurificarea cu argon atmosferic, înaintea fiecărei preluări, fiolele cu cărbune activ și instalația pînă la robinetul R_1 se videază la cald timp de o săptămînă.

II. Instalația din sticlă razoterm și cuarț, de extragere a argonului radiogenic din roci și minerale și de amestecare a lui cu argonul diluant este reprezentată în figura 2.

Ea comportă două sectoare separate prin robinetul metalic de ultravid R_2. În sectorul V_1 are loc topirea probei în reactor — amestecarea gazelor rezultate cu argonul diluant din fiola F_1 sau F_2, și o primă purificare la trecerea prin cuptorul de cuarț cu titan încălzit la 740°C și răcit la 300°C În sectorul V_2 are loc o nouă purificare cu o lampă cu filament de titan și strîngerea amestecului argon radiogenic + argon diluant în fiola F_4 cu cărbune activ aflată la temperatura azotului lichid. În continuare fiola este desprinsă la flacără și măsurată la spectrometrul de masă. Trecerea gazelor din sectorul V_1 în sectorul V_2 se realizează cu ajutorul fiolei cu cărbune activ, F_3.

Pentru topirea probei se folosește sistemul de cuptor cu încălzire internă, constituit dintr-o incintă de cuarț în care se introduce o spiră de

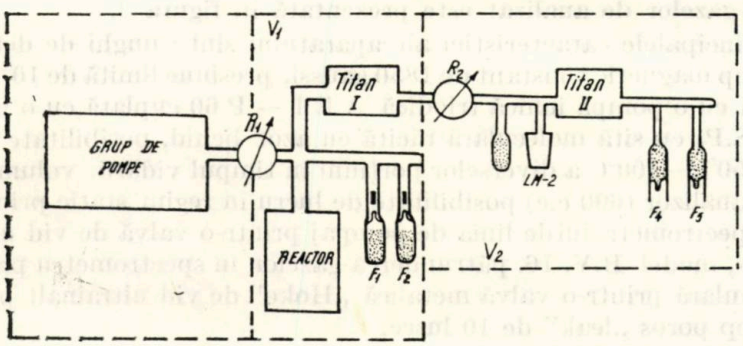


Fig. 2. Schema instalației de topire a probelor și purificare a argonului radiogenic.

wolfram alimentată printr-un autotransformator reglabil la rețeaua de curent electric, pentru a putea ridica treptat temperatura în cuptor. Proba de analizat, — 1 g în cazul vîrstelor mari $\sim 200.10^6$ ani, 4g — 5g pentru vîrste tinere $\sim 20 \cdot 10^6$ ani — $10 \cdot 10^6$ ani, se introduce în incintă, iar

aceasta este suspendată într-un tub de sticlă razoterm răcit prin curent de apă şi ataşat de restul instalaţiei printr-un şlif cu manşon cu răcire cu apă.

Argonul diluant din fiola F_1 sau F_2 este eliberat la sfîrşitul topirii pentru a fi supus acelorași condiţii cu argonul radiogenic şi pentru a se amesteca bine cu acesta.

Procesul de topire a probei şi de purificare a gazelor în sectorul V_1 este urmărit cu lampa manometrică de vid preliminar LT — 2, iar cel de repurificare şi adunare din sectorul V_2 cu lampa manometrică de ionizare pentru vid înalt LM—2.

Întregul proces, finalizat cu obţinerea fiolei cu argon radiogenic + argon diluant durează 8—10 ore.

Pentru a micşora impurificarea probei cu argon atmosferic din instalaţie şi cel aderat pe suprafaţa probei, se procedează înaintea fiecărei extrageri la o degazare la cald timp de 12 ore, a întregii instalaţii şi a probei introduse în reactor. Temperaturile de degazare sînt : 250°C pentru reactor + probă , 900°C pentru titan, 400°C pentru fiolele cu cărbune activ.

Grupul de pompe folosit este format dintr-o pompă mecanică cu ulei pentru vid preliminar şi o pompă de difuzie cu ulei şi capcană cu azot lichid, grup ce asigură în regim dinamic o presiune de $6—5.10^{-7}$ mm Hg în instalaţie. Pentru a micşora efectele de memorie ale instalaţiei, deoarece argonul este extras mai greu de grupul de pompe, el este adunat din întreaga instalaţie înainte de a începe procesul de topire a probei în fiola cu cărbune activ F_5.

III. Măsurarea raporturilor izotopice pentru amestecul de argon radiogenic + argon diluant, se face cu spectrometrul de masă tip M S—20, produs de firma A E I — Anglia.

Schema spectrometrului MS —20 şi a instalaţiei anexă pentru introducerea gazelor de analizat este prezentată în figura 3.

Principalele caracteristici ale aparatului sînt : unghi de deflecţie de 180°, cîmp magnetic constant de 1850 gaussi, presiune limită de 10^{-10} mmHg realizată cu o pompă ionică triodică A E I — P 60 cuplată cu o pompă de sorbţie $S.P_3$ cu sită moleculară răcită cu azot lichid, posibilitate de încălzire la 350°C—400°C a diverselor porţiuni în timpul vidării, volum redus al tubului analizor (600 c.c) posibilitate de lucru în regim static prin izolarea celulei spectrometrului de linia de pompaj printr-o valvă de vid ultraînalt, Edwards, model B.V. 16, pătrunderea gazelor în spectrometru prin curgere moleculară printr-o valvă metalică „Hoke" de vid ultraînalt prevăzută cu un dop poros „leak" de 10 lusec.

Sensibilitatea pentru argon a aparatului este de 80μA/Torr. Pentru obţinerea unui flux de ioni constant se lucrează cu următorii parametri : curentul de electroni 50 μA, energia fluxului de electroni 67 eV, tensiunea de accelerare a ionilor pozitivi 100 V.

Măsurătorile la spectrometru se efectuează în cicluri de cîte 4 fiole— trei amestec şi una diluant pentru a realiza pe de o parte o măsurare a compoziţiei izotopice a diluantului în aceleaşi condiţii de lucru cu probele pentru care el este diluant şi pe de altă parte pentru a avea un control

periodic al procesului de extracţie a diluantului şi al parametrilor de lucru la spectrometru.

Toate măsurătorile se execută în regim static, deoarece cantităţile de probe sînt mici — de ordinul 10^{-5} c.c T.P.N.

Pătrunderea prin curgere moleculară a gazului în spectrometru împiedică apariţia fenomenului de fracţionare izotopică. În toate măsură-

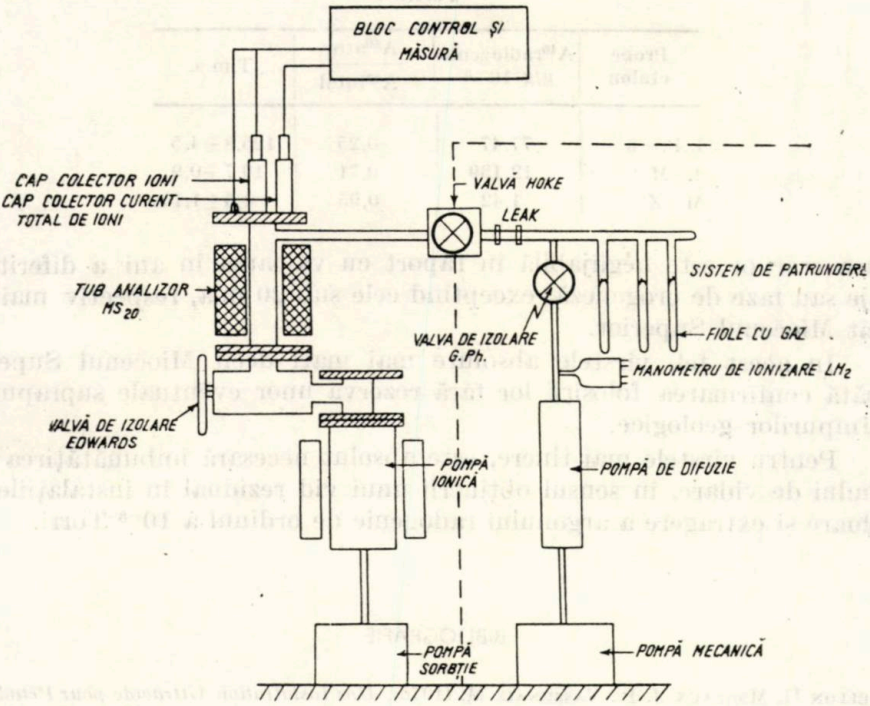


Fig. 3. Schema instalaţiei pentru analizele izotopice ale argonului cu spectrometrul MS—20, în regim static.

torile efectuate s-a obţinut o bună constanţă în timp a rapoartelor izotopice şi nu s-au observat efecte de memorie pentru argon. Pentru eroarea relativă de determinare a rapoartelor izotopice, s-au obţinut valori cuprinse între 1% şi 2%.

Pentru verificarea sensibilităţii şi preciziei de determinare a argonului 40 radiogenic şi implicit a „vîrstei absolute", au fost utilizate trei etaloane internaţionale : biotitul L.P—6, analizat de U.S. Geological Survey, fonolitul hiperalcalin M—Z. obţinut de la BRGM—Franţa şi muscovitul 4—M Berna.

Cu aceste etaloane s-a acoperit un interval de timp mare, de la 125m.a. (L.P—6) la 7,5 m.a (M—Z).

Rezultatele sînt prezentate în tabela 1.

Se constată că în domeniul 20 m.a.—125 m.a. eroarea de determinare este între 4,5% şi 3,6%, în timp ce pentru vîrsta sub 10 m.a., eroarea creşte ajungind la etalonul M—Z (7,5 m.a.), la 25%.

Datele de vîrste, cu erorile semnalate, se înscriu fără dubiu în subdiviziunile geologice corespunzătoare scării geocronologice, întrucît mărimea erorilor este neglijabilă în raport cu valoarea în ani a diferitelor etaje sau faze de orogeneză, exceptînd cele sub 20 m.a, respectiv mai noi decît Miocenul Superior.

Tabela 1

Probe etalon	A^{40}radiogenic g/g·10^{-9}	$\frac{A^{40}atm}{A^{40}total}$	T.m.a.
L.P.—6	77,47	0,25	125,8±4,5
4—M	12,139	0,71	19,7±0,9
M—Z	1,42	0,95	4,6±1,15

În acest fel, vîrstele absolute mai mari decît Miocenul Superior capătă confirmarea folosirii lor fără rezerva unor eventuale suprapuneri a timpurilor geologice.

Pentru vîrstele mai tinere, este absolut necesară îmbunătăţirea sistemului de vidare, în sensul obţinerii unui vid rezidual în instalaţiile de preluare şi extragere a argonului radogenic de ordinul a 10^{-8} Torri.

BIBLIOGRAFIE

1. Bellon H, Moreaux J. P., Vassenaix M. (1970), *Une installation Ultravide pour l'étude des désintegrations du potassium en argon dans les roches volcaniques.* Revue Le vide *145*.
2. Bussiere Petal (1968), *Technique de la détermination des âges absolus par la méthode de l'argon.* Travaux du Departement de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont *19*.
3. Farrar E, Macintyre R., M. Derek York (1972), *A simple mass spectrometer for analysis of argon at ultra high vacuum.* The 12th Annual E 14 Meeting an Mass Spectrometry at Montreal.
4. Lay C. (1969), *Le dosage de l'argon radiogénique contenu dans les minéraux et son application à la géochronologie.* Bull. du B.R.G.M. Section IV.
5. Letolle R. (1968), *Datation par la méthode potassium — argon des terrains Pliocènes et Quaternaires.* Revue de Géographie Physique et de Géologic Dynamique **X**, *1*.
6. Rox C. David, Dodson H. Martin (1970), *Improved Resolution and precision of argon analysis using an M—S—10 Mass spectrometer.* Eclogae geol. Helv. *63/1*.
7. Savelli Carlo (1973), *Linea per misure di argon 40 radiogenico del laboratorio di geologia marina.* Giornale di Geologia (2) **XXXIX**, fasc *1*.
8. * * * *Geochronologie Potassium — Argon Apports technologiques et méthodologiques pour, les âges récents — B.* Donville, Teză de doctorat Universitatea din Toulouse, 1973.
9. * * * *Géologie Néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogue Orientale.* B. Donville Teză de doctorat, Universitatea din Toulouse, 1973.

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE AGE BY MEANS OF THE *A—K* ISOTOPIC DILUTION VARIANT

(ABSTRACT)

The $A-K$ isotopic dilution method has been tested for the young period determinations. Argon enriched in Ar^{38} isotope (Ar^{38}—98,34%; Ar^{40} = 0,94%; Ar^{36} = 0,72%) has been used as a dilution factor.

The radiogenic Ar^{40} extraction has been carried out in a reactor plant and in a purification installation constituted of a titanium furnace and an electric titanium tube. The isotopic ratio determinations are effectuated with MS—20 spectrometer.

The sensitivity and accuracy of the radiogenic Ar^{40} analysis and of the absolute age determinations have been controlled with three international standards: biotite LP—6; muscovite 4—M and phonollite M—Z. These standard cover a large time interval from 125 to 7·1 million years, with the following errors: 4·5%, 3.5% and 25%.

The I.G.G. laboratories can determine with accuracy ages lower than the Upper Miocene.

DETERMINAREA CONDUCTIVITĂȚII TERMICE A ROCILOR PRIN MĂSURĂTORI PE FRAGMENTE DE ROCĂ[1]

DE

CRIȘAN DEMETRESCU

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București

INTRODUCERE

Determinarea fluxului termic necesită, după cum se știe, măsurarea atît a gradientului termic vertical cît și a conductivității termice a rocilor din zona studiată. Utilizarea aparatelor de tipul „divided bar" pentru măsurarea conductivității termice impune confecționarea unor eșantioane, în formă de disc, cu diametrul egal cu cel al barelor aparatului și cu fețe plane și paralele. Aceste cerințe sînt greu sau imposibil de realizat în cazul rocilor moi sau /și friabile, limitînd domeniul de utilizare al aparatului cu bare la carotele rezistente din punct de vedere mecanic. În afară de aceasta, în cazul multor foraje, nu se efectuează un carotaj mecanic continuu care să furnizeze probe pentru măsurători detaliate de flux termic; detritusul care este scos în timpul forajului rămîne inutilizabil din acest punct de vedere.

În ultimii ani s-au făcut progrese importante în determinarea conductivității termice a rocilor, în cazurile în care nu se pot confecționa eșantioane în formă de disc, atît în regim termic staționar cît și în regim termic tranzitoriu. În ambele variante se măsoară conductivitatea unui amestec de fragmente de rocă și apă, din care se deduce apoi prin calcul conductivitatea rocii. În cazul măsurării în regim termic staționar (Sass et al., 1971), amestecul de fragmente de rocă și apă este menținut într-o celulă de formă cilindrică, a cărei conductivitate se măsoară cu ajutorul aparatului cu bare. În cealaltă variantă (Horai, Baldridge, 1972), conductivitatea amestecului se măsoară utilizînd un dispozitiv cu sondă în formă de ac.

În cadrul Institutului de geologie și geofizică au fost abordate ambele variante descrise în literatură, în vederea acoperirii unui număr cît mai mare de cazuri în care se pot prezenta eșantioanele colectate.

---

[1] Susținută în ședința de comunicări științifice din 6 mai, 1975, a Institutului de geologie și geofizică.

ST. CERC., GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 15, P. 85–92, BUCUREȘTI, 1977

APARATURA ȘI MODUL DE LUCRU

Dispozitivul cu sondă în formă de ac, utilizat la determinarea conductivității termice a sedimentelor marine (Von Herzen, Maxwell, 1959), și-a găsit aplicație la măsurarea conductivității termice a mineralelor (Horai, Simmons, 1969; Horai, 1971) și, recent, la măsurarea aceluiași parametru în cazul rocilor (Horai, Baldridge, 1972; King, Simmons, 1972).

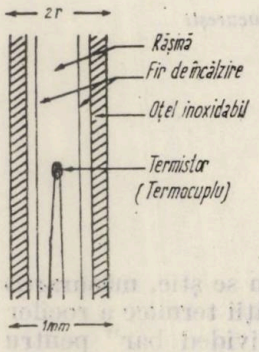


Fig. 1. — Secțiune în zona centrală a sondei în formă de ac.

Metoda de măsurare utilizează regimul termic tranzitoriu și constă în următoarele: un cilindru foarte subțire (sau ac) este încălzit electric, cu ajutorul unui fir interior, în mod constant și cunoscut. Creșterea temperaturii acului, funcție de conductivitatea termică K și difuzivitatea $\varkappa$ a materialului cercetat, se măsoară cu ajutorul unui termistor plasat tot în interiorul acului, la jumătatea lungimii acestuia (fig. 1). După un anumit timp, fixat de condiția

$$\frac{r^2}{4\varkappa t} \ll \ln \frac{4\varkappa t}{r^2}; \qquad (1)$$

temperatura variază liniar cu logaritmul timpului, panta dreptei fiind egală cu $q/4\pi K$, unde q este cantitatea de căldură furnizată în unitatea de timp, pe unitatea de lungime (Carslaw, Jaeger, 1959, Jaeger, 1965).

Sonda utilizată în lucrarea de față a fost realizată la cererea noastră de către un colectiv de la Institutul de fizică București, dimensiunile caracteristice fiind: diametrul 1 mm, lungimea 5 cm. Puterea de încălzire pe unitatea de lungime, de circa 0,009 cal/cm s, s-a măsurat la fiecare determinare. Rezistența termistorului s-a măsurat cu o punte Wheatstone de tip P—333, înregistrîndu-se variația tensiunii din diagonala punții cu ajutorul unui aparat Servogor RE—551. Convertirea rezistenței în temperatură s-a făcut pe baza unei etalonări prealabile. După 10—15 s de la începerea încălzirii, temperatura variază liniar cu $\ln t$, așa cum se vede și în figura 2 în care este prezentat un caz tipic; eroarea medie pătratică a determinării pantei prin metoda celor mai mici pătrate variază între $\pm 0{,}5$ și $\pm 3\%$.

Pentru conductivitatea amestecului de rocă și apă s-a adoptat relația:

$$K_{am} = K_r^{1-\Phi} K_{apă}^{\Phi}, \qquad (2)$$

unde K_r este conductivitatea medie a constituenților solizi, iar Φ fracțiunea apei în volum (Woodside, Messmer, 1961). Dacă roca are porozitatea Φ_0, conductivitatea acesteia în stare saturată va fi dată de

$$K_{sat} = K_r^{1-\Phi_0} K_{apă}^{\Phi} \qquad (3)$$

și, conform relației (2), de :

$$K_{sat} = K_{apă}\left(\frac{K_{am}}{K_{apă}}\right)^{\frac{1-\Phi_0}{1-\Phi}} . \qquad (4)$$

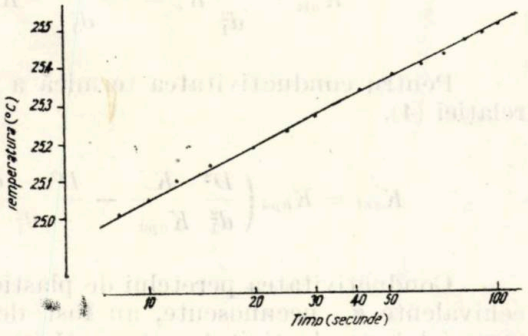


Fig. 2. — Asimptota logaritmică în cazul unei măsurători cu sonda în formă de ac.

Proba sub formă de fragmente (mărimea fragmentelor 0,5—2 mm) se cîntărește, se saturează cu apă și se cîntărește din nou, determinîndu-se Φ. Φ_0 se determină, prin saturare cu apă, pe un fragment mai mare (cîțiva cm^3) sau trebuie estimat din alte măsurători (de ex. carotajul electric). K_{am} se determină din panta asimptotei curbei $T = f(lnt)$. Pentru $K_{apă}$ se consideră valoarea 1,46 m cal/cm s °C la 25°C (Sass et al., 1971).

În vederea utilizării la măsurarea conductivității termice pe fragmente de rocă a aparatului cu bare, construit în cadrul Institutului de geofizică aplicată (Demetrescu, 1973), s-au confecționat celulele cilindrice necesare menținerii amestecului de rocă și apă. Celula constă dintr-un tub de plastic (diametrul exterior, D = 34,8 mm, diametrul interior, d = 32,8 mm) de lungime cuprinsă între 4 și 20 mm, închis la capete cu capace de aluminiu de 2 mm grosime (fig. 3)

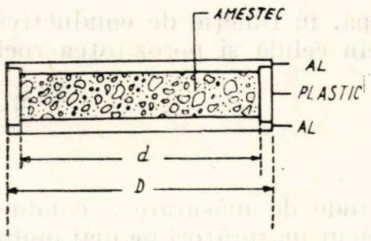


Fig. 3. — Celula pentru măsurători pe fragmente de rocă.

Celula plină cu amestecul de rocă și apă se plasează între barele aparatului, determinîndu-i-se rezistența termică $\mathcal{T}$ în modul obișnuit. Spre deosebire de Sass et al. (1971), care utilizează metoda discului unic, în lucrarea de față s-au folosit cinci celule de grosimi diferite, conductivitatea întregii celule, K_c, determinîndu-se din panta dreptei $\mathcal{T} = f(l)$; l este grosimea efectivă a amestecului de rocă și apă. Metoda are avantajul că permite eliminarea rezistenței termice de contact, greu de evaluat avînd în vedere că aceasta cuprinde atît pelicula de vaselină dintre celule și bare, cît și capacele de aluminiu.

Rezistența termică a celulei pline poate fi reprezentată prin rezistența amestecului de rocă-apă în paralel cu rezistența peretelui de plastic și cu rezistența unei zone cilindrice adiacente peretelui, în care, datorită peretelui de plastic rigid, tasarea particulelor de rocă se face în mod diferit de restul celulei. Această din urmă zonă se poate înlocui cu un volum ci-

lindric echivalent din punct de vedere al rezistenței termice, dar ocupat doar de apă și avînd diametrul interior d_1. În felul acesta, conductivitatea termică a amestecului poate fi scrisă ca :

$$K_{am} = \frac{D^2}{d_1^2} K_c - \frac{D^2 - d^2}{d_1^2} K_p - \frac{d^2 - d_1^2}{d_1^2} K_{apă}. \qquad (5)$$

Pentru conductivitatea termică a rocii saturate se obține, conform relației (4).

$$K_{sat} = K_{apă} \left(\frac{D^2}{d_1^2} \frac{K_c}{K_{apă}} - \frac{D^2 - d^2}{d_1^2} \frac{K_p}{K_{apă}} - \frac{d^2 - d_1^2}{d_1^2} \right)^{\frac{1-\Phi_0}{1-\Phi}}. \qquad (6)$$

Conductivitatea peretelui de plastic K_p și diametrul interior al zonei echivalente d_1, necunoscute, au fost determinate din măsurători pe un material de conductivitate cunoscută (cuarț topit, $K_{cuarț} = 3{,}27$ m cal/cm s °C la 25°C) (R a t c l i f f e, 1959). Relația (6) scrisă sub forma :

$$K_c = \frac{d_1^2}{D^2} K_{apă} \left[\left(\frac{K_{sat}}{K_{apă}} \right)^{\frac{1-\Phi}{1-\Phi_0}} - 1 \right] + \frac{D^2 - d^2}{D^2} K_p + \frac{d^2}{D^2} K_{apă} \qquad (7)$$

permite determinarea lui d_1 și a lui K_p din panta și respectiv ordonata la origine a dreptei $K_c = f\{(K_{cuarț}/K_{apă})^{1-\Phi} - 1\}$. Pe baza a 30 de măsurători s-a stabilit relația de lucru :

$$K_{sat} = 1{,}46\ (1{,}306\ K_c - 1{,}187)^{\frac{1-\Phi_0}{1-\Phi}}, \qquad (8)$$

care dă conductivitatea rocii saturate cu apă, în funcție de conductivitatea celulei, fracțiunea de volum a apei din celulă și porozitatea rocii respective.

REZULTATE

În vederea comparării celor două metode de măsurare a conductivității termice pe fragmente de rocă, s-au făcut măsurători pe mai multe probe, atît sub formă de disc cît și sub formă de fragmente rezultate din sfărîmarea carotelor respective. S-au ales roci izotrope cu compoziții omogene (andezite din forajul 2-Fierăstraie), pentru a nu produce diferențe artificiale prin pierderea anizotropiei la sfărîmare. Conductivitățile obținute prin măsurători pe disc solid în aparatul cu bare, K_d, și prin măsurători pe fragmente prin cele două metode, K_{ac} și K_{cel}, sînt date în tabelă. Pentru ilustrarea reproductibilității metodelor respective de măsurare, sînt date de asemenea și erorile medii pătratice (în procente) care afectează valoarea atribuită conductivității. În aceeași tabelă mai figurează o probă colectată de la forajul 2-Fierăstraie și două probe de la forajul 207-Bălan, la care nu s-au putut confecționa discuri ; ele sînt utile la o com-

parare directă între cele două metode de măsurare pe fragmente. Anizotropia puternică prezentată de ultimele două probe (șisturi sericito-cloritoase) nu intervine în această comparare a conductivității medii a constituenților solizi.

Tabelă

Comparație între conductivitatea termică determinată pe discuri solide și pe fragmente de rocă

Nr. crt.	Locul de colectare	K_d	ε %	K_{ac}	ε %	K_{cel}	ε %
1	Cuarț topit	3,27		—		3,27	±2,0
2	2-Fierăstraie 144 m	4,36	±1,0	4,48	±2,6	4,80	±5,3
3	2-Fierăstraie 174 m	4,07	±0,5	4,04	±3,1	4,63	±2,9
4	2-Fierăstraie 206 m	5,04	±0,5	5,22	±4,8	5,37	±4,1
5	2-Fierăstraie 208 m	4,53	±1,0	4,53	±6,1	5,19	±5,0
6	2-Fierăstraie 218 m	5,12	±0,5	4,80	±2,3	4,84	±2,0
7	2-Fierăstraie 145 m	—		4,40	±3,6	4,04	±2,5
8	207-Bălan 430 m	—		8,03	±2,0	8,55	±0,8
9	207-Bălan 518 m	—		11,30	±1,4	13,42	±1,5

Compararea rezultatelor este făcută grafic în figura 4, în care linia plină reprezintă $K_{sat} = K_d$, liniile punctate abaterile de $+10\%$ și -10% față de această egalitate, cercurile conductivitățile determinate prin me-

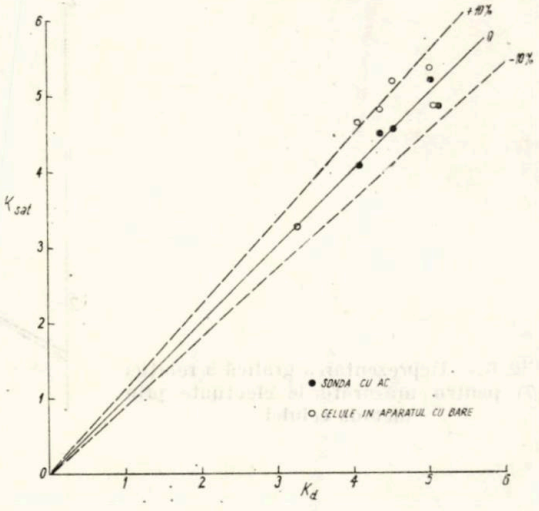


Fig. 4. — Comparație între conductivitățile obținute prin măsurători pe disc solid și pe fragmente de rocă.

toda celulei, iar punctele conductivitățile determinate prin metoda acului. Concordanța este excelentă, avînd în vedere faptul că se compară metode cu precizii de ordinul $\pm 5\%$.

În cazul măsurătorilor pe celule se poate remarca o diferență medie față de K_d de circa 7%, observabilă și în figura 5, în care se compară direct K_{cel} și K_{ac} pe un număr mai mare de roci. Această diferență este probabil

cauzată de etalonarea celulelor. Verificarea modelului ales se poate face cu ajutorul relației (7) în care se înlocuiește K_{sat} cu valoarea cunoscută K_d pentru alte roci decît cele folosite la etalonare. Rezultatul este prezentat

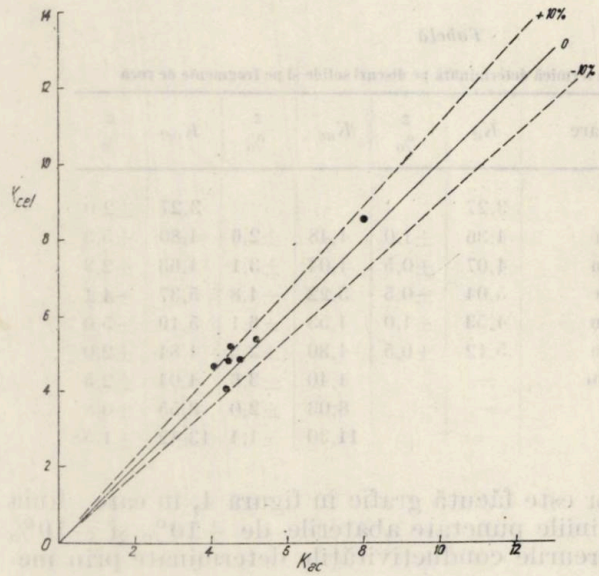


Fig. 5. — Comparație între conductivitățile medii ale constituenților solizi obținute prin metoda sondei în formă de ac și prin metoda celulei.

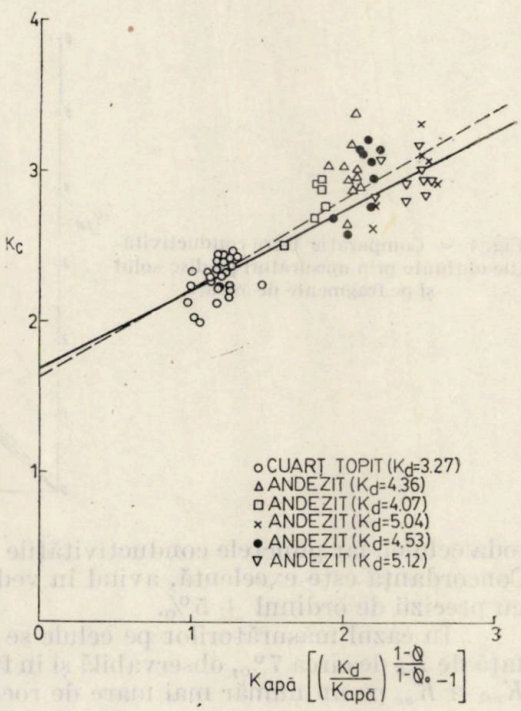


Fig. 6. — Reprezentarea grafică a relației (7) pentru măsurătorile efectuate prin metoda celulei.

în figura 6, în care linia plină este dreapta (7) obținută prin metoda celor mai mici pătrate pentru măsurătorile făcute cu cuarț topit și pe baza căreia s-a stabilit relația (8). Dacă se compensează toate măsurătorile redate în figura 6, rezultă o altă dreaptă (linia punctată), ușor diferită de prima. Acest fapt sugerează necesitatea unei etalonări suplimentare folosind un material izotrop a cărui conductivitate să se afle spre limita superioară a conductivităților întîlnite la roci. În lipsa acestui material, considerăm că rezultatele obținute prin metoda celulei rămîn totuși utile, încadrîndu-se ca precizie în limitele acceptate în acest domeniu (Sass et al., 1971 ; Horai, Baldridge, 1972).

Măsurarea conductivității termice pe fragmente de rocă dă evident rezultate bune doar în cazul rocilor izotrope și omogene. Anizotropia termică datorată texturii și stratificației rocilor se pierde la sfărîmarea eșantioanelor, fiind necesare informații suplimentare pentru îmbunătățirea valorii atribuite conductivității termice. Pentru multe roci însă, anizotropia este doar de 10—20%, astfel că se pot obține estimări acceptabile asupra fluxului termic măsurînd conductivitatea termică printr-una din metodele prezentate în acest articol.

Se deschid în acest fel perspective încurajatoare în ceea ce privește determinarea conductivității termice, în cazul rocilor friabile și al probelor colectate sub formă de fragmente, sporind posibilitățile de valorificare a materialului carotat și implicit a forajelor respective, în determinările de flux termic.

Primită la redacție la 29 aprilie 1975

BIBLIOGRAFIE

Carslaw H. S., Jaeger J. C. (1959), *Conduction of Heat in Solids*, ed. II, Oxford University Press, London.

Demetrescu C. (1973), *Conductivitatea termică a unor roci din R.S. România*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofiz., **11**, *2*, București.

Horai K. (1971), *Thermal Conductivity of Rock-Forming Minerals*. J. Geophys. Res., **76**, *5*, Washington.

— Baldridge S. (1972), *Thermal Conductivity of Nineteen Igneous Rocks*, I. Phys, Earth Planet. Interiors, **5**, *2*, Amsterdam.

— Simmons G. (1969), *Thermal Conductivity of Rock-Forming Minerals*. Earth Planet. Sci. Let., **6**, *5*, Amsterdam.

Jaeger J. C. (1965), *Application of the Theory of Heat Conduction to Geothermal Measurements*. In : Terrestrial Heat Flow, cap. 2, Am. Geophys. Un. Publ., Washington.

King W., Simmons G. (1972), *Heat Flow Near Orlando, Florida and Uvalde, Texas Determined from Well Cuttings*. Geothermics, **1**, *4*, Roma.

Ratcliffe E. H. (1959), *Thermal Conductivities of Fused and Crystalline Quartz*. Brit. J. Appl. Phys., **10**, *1*, London.

Sass J. H.,Lachenbruch A. H., Munroe R. J. (1971), *Thermal Conductivity of Rocks from Measurements on Fragments and its Application to Heat-Flow Determinations*. J. Geophys. Res., **76**, *14*, Washington.

VON HERZEN R., MAXWELL A. E. (1959), *The Measurement of Thermal Conductivity of Deep-Sea Sediments by a Needle-Probe Method*. J. Geophys. Res., **65**, *10*, Washington.
WOODSIDE W., MESSMER H. J. (1961), *Thermal Conductivity of Porous Media*. J. Appl. Phys., **32**, *12*, Washington.

DETERMINATION OF THERMAL CONDUCTIVITY OF ROCKS FROM MEASUREMENTS ON FRAGMENTS

(ABSTRACT)

Two methods of measuring thermal conductivity on rock fragments are described. A comparison is made between the solid rock conductivity, measured by the divided bar, and the conductivity deduced from measurements on water saturated fragments both by the needle probe method and by the cell in the divided bar method.

SEMNIFICAȚIA VULCANISMULUI NEOGEN DIN ROMÂNIA ÎN LEGĂTURĂ CU SURSELE DE APE TERMALE[1]

DE

ȘT. AIRINEI[2], A. PRICĂJAN[3], T. BANDRABUR[4]

1. INTRODUCERE

Ideea unei legături genetice directe sau indirecte dintre ape termale sau termominerale din regiunile vulcanice tinere și existența unui geotermalism fosil („zonă fierbinte"), conservat în zonele adînci de intruziune sau extruziune a magmelor, este dezbătută în multe lucrări de specialitate. În România, prezența apelor termale din regiunile cu vulcanism neogen este considerată ca produs indirect al manifestărilor postvulcanice, alături de emanațiile de bioxid de carbon și solfatariene, comparabilă ca fenomen cu procesul de depunere a rocilor carbonatate recente (Airinei, Pricăjan, 1975).

Într-un model conceptual de dată recentă, cu privire la studiul geotermalismului și procesul de termalizare a apelor de circulație subterană din România (Airinei et al., 1976), distribuția căldurii interne a Pămîntului, respectiv a energiei geotermice, în litosferă, pînă în părțile ei superficiale, este considerată ca rezultantă a unui complex de factori fizico-geologici asociați structurii majore a scoarței terestre și a tipurilor de mecanisme de transfer a căldurii din părțile interne spre exteriorul planetei. Asupra acestor elemente dintre care unele sînt particulare zonelor cu vulcanism tînăr, vom reveni, cu completări noi, în cele ce urmează. Autorii consideră că anomalia geotermică este un rezultat provenit din convergența acestor factori în unele volume ale litosferei, unde pentru aceleași niveluri de adîncime, aceste volume primesc prin transfer o cantitate mai mare de energie termică față de volumele înconjurătoare. Aceste volume, după mărimea lor și după intensitatea energiei geotermice care le străbate, sînt sursele perturbatoare ale anomaliilor geotermice cu grade diferite de regionalitate (de la anomalii subcontinentale la anomalii locale). Cînd aceste volume se apropie de suprafață, caz în care devin importante din punct de vedere economic, sînt sediul în care apele de circulație subterană se termalizează și de unde se întorc la suprafață fierbinți în măsura pierderilor suferite pe traseul circulant ascendent.

---

[1] Lucrare prezentată la Congresul internațional de ape termale, energie geotermică și vulcanismul ariei mediterane (Atena, 5–10 octombrie 1976).

[2] Universitatea din București, Facultatea de geologie și geografie.

[3] Direcția controlului minier din M.M.P.G.

[4] Institutul de geologie și geofizică al M.M.P.G.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 93–101, BUCUREȘTI, 1977

2. SURSE DE APE TERMALE ȘI TERMOMINERALE ÎN REGIUNEA VULCANISMULUI NEOGEN DIN ROMÂNIA

Produsele vulcanismului neogen acopăr o suprafață de circa 7 400 kmp din aria corespunzătoare orogenului carpatic din România, și anume : în partea vestică a Carpaților Orientali (numiții Munți Vulcanici) și în partea de sud și de sud-vest a Munților Apuseni (vezi fig. 1). Emergențele de ape termale cunoscute pe aceste două arii, sînt de două tipuri : naturale și prin deschideri cu sonde (Pricăjan, 1972 ; Paraschiv et al., 1975). Toate sînt situate în zone periferice imediate maselor de vulcanite. Aproape toate sînt amenajate și date în folosință pentru agrement și tratamente balneare.

Pe prima arie se cunosc următoarele emergențe naturale : cele de la Bicsad (23°C), Tușnad (21°C), Miercurea Ciuc (21°C), Racu (21°C), Dănești (23°C), Mădăraș (16°C) și Toplița (26,5°C), pe versantul estic al Munților Vulcanici și cele de la Homorod (20°C) și Corund (19°C) pe versantul lor vestic. Prin deschideri de sonde, sînt cunoscute pînă în prezent cele de la Toplița (27°C), Mădăraș (29°C), Tușnad Sat (22°C) și Praid (60°C).

Pe aria a doua, se cunosc următoarele emergențe naturale : cele de la Moneasa (20—36°C), Vața de Jos (38—39,5°C) Geoagiu (34—36°C), zona Rapolt (15—22,5°C) și Călan (29°C). Prin deschideri de sonde se adaugă cele de la Moneasa (32°C), Vața de Jos (39,5°C) și Geoagiu (36°C).

Emergențele citate au făcut obiectul a numeroase studii hidrogeologice locale. În ultimul deceniu, unele dintre ele au constituit obiectul unor cercetări complexe (geologice, geofizice și hidrogeologice), în vederea măririi capacității de exploatare a resurselor potențiale din aceste zone. Vom trece în revistă, foarte sumar, trei exemple, pentru a reliefa diversitatea metodologiei utilizate și eficiența cercetării complexe.

a. Cercetările geologice și geofizice din zona Toplița au relevat caracterul tectonic al depresiunii intramontane Gheorghieni-Toplița, situată în partea centrală a Carpaților Orientali. Fundamentul metamorfic-mezozoic din baza depresiunii, la Toplița, este denivelat prin falii locale, pînă la 250 m adîncime ; depresiunea este umplută cu depozite sedimentare și vulcanogene. Imaginea structurală a depresiunii a fost completată cu date oferite de forajul hidrogeologic. Dolomitele triasice fisurate și adesea carstificate, situate pe șisturile cristaline, în afloriment pe flancul estic al depresiunii și sub depozitele ei sedimentare-vulcanogene, reprezintă colectorul acvifer de la Toplița. Acumulările acvifere termominerale din aceste roci, se fac prezente prin emergențele naturale de la Băile Bradului (26°C) cu o descărcare de 5 l/s, respectiv 432 m^3/zi și de la Baia Evreiască (23°C) cu un debit de 0,9 l/s, respectiv 78 m^3/zi, precum și prin cele deschise prin sonde la Ștrandul Tineretului (25°C), cu regim artezian și cu producție de 9,7 l/s, respectiv de 838 m^3/zi.

b. La Vața de Jos, cercetările geologice și geofizice arată următoarea situație : pe sedimente de vîrstă cretacică stă un strat de roci ofiolitice (curgere submarină). Emergențele naturale de ape termale apar atît în depozitele aluvionare ale Crișului Alb, cît și în zone cu roci ofiolitice fracturate, fisurate și alterate. Apa termominerală este clorosodică și sulfurată, avînd temperaturi cuprinse între 38 și 39,5°C. Aceste ape sînt exploatate la zi prin două bazine săpate în terasa Crișului Alb și prin trei foraje

cu adîncimi cuprinse între 82,9 și 110 m, toate rămase în roci ofiolitice. Studii hidrogeologice au stabilit că în zonă se produce un amestec de ape calde de circulație pe ramuri ascendente, venite de la niveluri mai adînci, pe zonele fracturate și fisurate, cu ape freatice reci, descendente din aluviunile Crișului Alb. Pentru informații suplimentare necesare ameliorării acestei situații, în regiune au fost executate măsurători magnetometrice și termometrice (Visarion et al., 1975). În zona Băilor Vața de Jos, magnetometria a cartat o anomalie magnetică de maxim de peste 1 800 γ, de formă cvasieliptică și de orientare aproape N—S, care a fost interpretată că reflectă o îngroșare a pătrunderii ofiolitice pe seama sedimentelor cretacice. Termometria, efectuată în foraje puțin adînci de 1,5 m, a pus în evidență două anomalii locale hidrogeotermice (una în jurul Pavilionului Băilor ; alta la SW de cantina băilor, ambele de formă eliptică și orientate SW—NE, circumscriind valori de la 20 la peste 30°C. Evident, amîndouă anomaliile hidrogeotermice sugerează apropierea spre suprafață a apelor termalizate în zone adînci.

c. Zona Băilor Moneasa, situată în partea vestică a masivului muntos Codru—Moma, beneficiază de particularități geologice locale care îi asigură atît condițiile de termalizare a apelor de circulație cît și prezența bioxidului de carbon mofetic. În regiune, au fost executate măsurători geofizice complexe : termometrice, electrometrice, magnetice, gravimetrice, dowsing și seismice (Apostol et al., 1975). Din numeroasele date geologice hidrogeologice și geofizice reținem pe următoarele ca cele mai semnificative pentru scopul acestei lucrări. În zona Băilor Moneasa sînt ape hipotermale (cu temperaturi cuprinse între 20 și 36°C) și ape subtermale (cu temperaturi între 9,5 și 20°C). Caracterul chimic al acestor ape este bicarbonatat, calcic, magnezian și sodic. Apele termominerale sînt acumulate în rețeaua carstică a calcarelor triasice, în care formează complexe acvifere de adîncime, de unde debitează la suprafață în lungul unei falii principale de orientare NW—SE, intersectată de alte numeroase falii locale, unele cu orientări aproape W—E (faliile Moneasa și Dealul Mare), altele de direcții aproape N—S. Exploatarea la suprafață a apelor termale se face prin cinci surse naturale și prin două sonde cu regim artezian.

O referire aparte necesită rezultatele termometriei din zona Băilor Moneasa. Măsurătorile de temperatură s-au efectuat de asemenea în foraje puțin adînci, de 1,5 m, și au avut un obiectiv de cercetare complex : cunoașterea modului de reflectare în valori de temperatură a fracturii Dezna-Slatina de Criș, conturarea zonelor de circulație a apelor termale din calcarele carstice și determinarea variației cu adîncimea temperaturii apei în foraje. Anomaliile hidrogeotermice cartate au precizat că termalitatea apelor crește pe măsura apropierii lor de contactul tectonic care le asigură calea principală de circulație, în timp ce mineralizarea apelor crește proporțional cu depărtarea lor de căile de circulație activă. În general, rezultatele termometriei, alături de celelalte rezultate geofizice, au o importanță locală deosebit de valoroasă prin aceea că îmbunătățește cunoașterea condițiilor de zăcămînt a apelor termominerale, determină nivelurile unde sînt contaminate cu apele meteorice reci și pot preciza locarea amplasamentelor adecvate pentru forajele care urmează să exploateze ape termale de la niveluri mai adînci, necontaminate de ape reci, deci cu temperaturi mai mari.

Datele fizico-geologice de interes local pentru aceste trei exemple şi pentru toate celelalte zone cu ape termale, necesită încadrări obligatorii şi explicaţii la scări regionale. Numai în felul acesta se poate înţelege distribuţia normală şi anomală a energiei geotermice, ultima fiind responsabilă de termalizarea şi de întreţinerea termalizării apelor de circulaţie subterană din zonele cunoscute, precum şi prin descifrarea perspectivelor care se deschid pentru descoperirea altor zone cu complexe acvifere interesante din acest punct de vedere.

3. TERMALITATEA CA MANIFESTARE POSTVULCANICĂ ŞI ENERGIA GEOTERMICĂ ÎN REGIUNEA VULCANISMULUI NEOGEN

Vîrstele absolute ale rocilor din cele mai recente faze ale vulcanismului neogen din Carpaţii Orientali, cuprinse între 7,37 şi 3,92 milioane de ani (Rădulescu, 1976), limitează sever posibilitatea de a admite existenţa unui rezidiu de geotermalism fosil în zonele adînci ale fostelor rezervoare de magmă. Pe de altă parte, termometria de sondă din zonele cu vulcanite neogene, înregistrează pentru un acelaşi nivel de adîncime, temperaturi mai mari decît pentru sondele din zone mai îndepărtate. Astfel, sondele de pe flancul estic al Carpaţilor Orientali prezintă pentru adîncimea de —2 000 m, temperaturi mai mari cu 10—25°C faţă de temperaturile sondelor din zona centrală a Depresiunii Transilvaniei (Negoiţă, 1970). Diferenţa respectivă reprezintă semnalul cantitativ al distribuţiei anomale a energiei geotermice pentru această adîncime, respectiv existenţa unui surplus de căldură internă acumulată în părţile adînci ale litosferei străpunsă de vulcanitele neogene. Anomalia geotermică extinsă regional pe aria Carpaţilor Orientali, este de abia schiţată şi incomplet cunoscută pînă în prezent (Airinei et al., 1976).

Lipsa termometriei de sondă pentru puţinele foraje adînci existente pe aria Munţilor Apuseni, ne pune în imposibilitatea de a şti dacă pentru aria cu vulcanite neogene există, la adîncimea de —2 000 m, o repartiţie anomală a temperaturilor, asemănătoare aceleia din Carpaţii Orientali. Totuşi, existenţa emergenţelor naturale de ape termale şi a temperaturilor ridicate deasupra mediei regionale în sonde de mică adîncime, sînt indicii indirecte pentru existenţa unei repartiţii anomale de tip regional pentru care prezenţa vulcanitelor neogene joacă un rol direct şi important. Lucrările de prospecţiune termometrică din zonele cu ape termale de la Moneasa, Vaţa de Jos, Geoagiu, Banpotoc şi Călan, efectuate în foraje scurte de 1,5 m adîncime, arată că anomaliile locale hidrogeotermice sînt situate pe un fond anomal cu temperaturi de la 3 la 5°C mai mare decît media anuală a temperaturilor la sol, ceea ce reprezintă un indiciu indubitabil al existenţei unei anomalii geotermice regionale şi pe aria cu vulcanite neogene din Munţii Apuseni.

În fapt, repartiţia anomală a temperaturilor din substratul Munţilor Apuseni se suprapune pe limita estică a anomaliei geotermice subcontinentale din Depresiunea Panonică, respectiv corespunde părţii estice a anomaliei geotermice regionale din Cîmpia de Vest a ţării (Airinei, Pricăjan, 1976).

În ambele cazuri, Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni, vulcanitele neogene capătă valoarea unui factor fizico-geologic care favorizează, ală-

turi de alți factori de același tip, repartiția anomală a energiei geotermice în litosferă. Substratul fizic al vulcanitelor neogene constă în conductivitatea lor termică mai ridicată decît a rocilor metamorfice și sedimentare pe care le străbate spre suprafață. În această situație, masele de vulcanite care leagă zonele adînci ale litosferei cu părțile ei superficiale, sub formă de canale mai mult sau mai puțin continui, funcționează asemănător unor conducători termici care permit un transfer mai mare de căldură de jos în sus, pe toată lungimea și înălțimea traiectului lor. Cum acești conductori nu sînt izolați termic, cedează mediului ambiant o bună parte din căldura transferată — la unele niveluri de adîncime mai mult, la altele mai puțin — , proporțional cu valoarea conductivității termice a rocilor străbătute de conductorul termic. Este un proces de transfer conductiv complex, de care trebuie să se țină seama atunci cînd se caută explicația pentru situațiile cînd sînt înregistrate temperaturi mai mici la niveluri mai adînci, în succesiunea unor niveluri cu temperaturi mai mari situate la adîncimi mai mici. Asemenea situații întîlnite pe verticala aceleiași sonde, sînt denumite impropriu „inversiuni de temperatură". În realitate, ele reprezintă distribuții laterale prin transfer conductiv de energie geotermică, în funcție directă de proprietatea termică a rocilor de la un nivel la altul.

Considerînd că este foarte greu să se atribuie vulcanismului neogen din România un geotermalism fosil (prin existența unor „zone fierbinți" adînci), singura precizare ce se poate face este că termalitatea ca manifestare postvulcanică este un fenomen indirect, favorizat de un transfer conductiv mai intens de căldură din zonele adînci ale litosferei spre suprafață, datorită unei mai bune conductivități termice a vulcanitelor care prin distribuția lor pe verticală joacă rolul de adevărați conductori termici.

4. GEOTERMALISM ȘI TERMALIZAREA APELOR ÎN ZONELE DE VULCANISM NEOGEN

În realitate, procesul distribuției energiei geotermice în litosferă, considerat în general, respectiv derularea lui în părțile accesibile mijloacelor tehnice actuale de captare a acestei energii ca sursă energetică, în particular, este mult mai complex chiar pentru zonele cu erupțiuni neogene, unde participă cu roluri echivalente și alți factori fizico-geologici.

Prezența și rolul complex al tuturor factorilor fizico-geologici care favorizează transferul de căldură din jos în sus, instaurează regimul geotermic la orice nivel și în orice punct al litosferei. Ei sînt aceia care dirijează distribuția neuniformă a energiei geotermice și determină acumulări preferențiale de căldură în unele volume ale litosferei, transformîndu-le în sursele perturbante corespunzătoare anomaliilor geotermice cartate la suprafața solului sau la diferite adîncimi în foraje, ca semnale a prezenței lor în subsol.

Dintre factorii fizico-geologici cu roluri echivalente vulcanitelor neogene în procesul distribuției eterogene și energiei geotermice în litosferă, citățm : conținutul în substanțe radioactive a rocilor și cîmpurile de fracturi crustale.

Este știut faptul că rocile din litosferă au un conținut variabil de substanțe radioactive și că dezintegrarea lor produce o cantitate importantă de căldură care participă la întreținerea bilanțului termic al Pămîntului. Este ușor de înțeles că local, în volumele din scoarța terestră, unde

rocile au un conținut mai ridicat în substanțe radioactive, ia naștere o cantitate mai mare de căldură decît în volumele înconjurătoare avînd conținuturi mai reduse. În toate cazurile, căldura provenită prin dezintegrarea radioactivă se adaugă la căldura de origine internă care străbate litosfera prin mecanismul de conducție termică a rocilor, stabilind în final și împreună, distribuția eterogenă a energiei geotermice la toate nivelurile de adîncime ale subsolului. Se știe, de asemenea, că pătura granitică are conținutul cel mai ridicat în substanțe radioactive și că grosimea acestei pături, respectiv adîncimea față de suprafața solului, prezintă variații mari în cadrul structurilor majore ale scoarței terestre.

Cîmpurile de fracturi crustale constituie cadrul principal pe care se sprijină sistemele de fracturi regionale, locale și de cuvertură, care se ramifică arborescent unele din altele, din zonele adînci pînă la suprafața solului (Gavăt et al. 1965). Punerea lor în evidență înseamnă în același timp cunoașterea aliniamentelor de fisurare a formațiunilor geologice afectate de ele, precum și a zonelor de mobilitate ale scoarței terestre (Socolescu et al., 1975). De ambele procese se leagă modificări esențiale ale conductivității termice a rocilor, precum și instalarea, în paralel, a mecanismului de transfer prin convecție penetrantă a energiei geotermice în lungul zonelor circulate de fluide de origine internă sau externă.

Prezența acestor trei factori fizico-geologici asociați specific zonelor cu vulcanite neogene, dependenți ei înșiși de alți factori fizico-geologici din cuprinsul litosferei, constituie cele trei direcții principale deschise cercetării geotermalismului din Carpații Orientali și din Munții Apuseni. Se impune în primul rînd, alături de stabilirea tuturor segmentelor cu înrădăcinări profunde ale vulcanitelor neogene, cunoașterea cît mai amplă a conductivității termice și a conținutului în substanțe radioactive a tuturor rocilor care compun litosfera, în paralel cu descifrarea geofizică, cît mai completă, a structurii scoarței terestre. Datele existente pînă în prezent au permis doar elaborarea modelului conceptual amintit (Airinei et al., 1976), care se cere permanent îmbogățit cu elemente noi de cunoaștere.

În acest context, anomalia geotermică regională schițată în partea vestică a Carpaților Orientali, se plasează pe limita estică a anomaliei regionale de maxim gravimetric din hinterlandul carpatic, fiind axată pe aliniamentul cîmpului de fracturi crustale asociate vulcanitului neogen (G_{13}), pe care se sprijină ansamblul complex de falii regionale, locale și de cuvertură și care condiționează întreaga activitate postvulcanică din regiune (Airinei, Pricăjan, 1975). Sistemele de falii și zonele de fisurare asociate lor sînt elementele cele mai active care asigură funcționarea sistemului hidrodinamic general din regiune, cu adaptările impuse de particularitățile specifice fiecărei zone, atît în ceea ce privește circulația subterană a apelor meteorice pătrunse în subsol, cît și procesul termalizării lor în funcție de adîncimea pînă la care pot ajunge.

În Munții Apuseni, sistemele de falii regionale, locale și de cuvertură sînt sprijinite pe cîmpurile de fracturi crustale G_7, G'_7, G_9 și G_{10}. Aceste sisteme au condiționat formarea bazinelor neogene, subsidența acestora și instalarea vulcanitelor neogene. În decursul procesului vulcanismului neogen, sistemele de falii au jucat un rol deosebit de important pentru întreaga succesiune de fluide care au însoțit și au urmat magmei propriu-zise; au asigurat o activitate hidrotermală amplă, diversă și intensă, purtînd mine-

ralizatorii care au format zăcămintele metalifere din regiune ; concomitent și ulterior au produs hidrotermalizări accentuate atît în masa rocilor eruptive, cît și în sedimentele invadate ; apoi au continuat cu prelungiri pînă în prezent, prin fenomenele postvulcanice, preponderent prin emanația mofetică, ca produs volatil final și prin instalarea și întreținerea unui regim geotermic anomal, ambele cu ample consecințe balneare și economice.

Stadiul actual de cunoaștere a regimului anomal al distribuției energiei geotermice din substratul zonelor cu vulcanism neogen din România, reprezintă un început promițător. Cercetările în curs și următoarele, vor trebui să țină seama, în plus, și de faptul că ambele zone se găsesc pe limite de plăci sau microplăci crustale, în contacte complexe, de subducție (Airinei, 1976). Din acest punct de vedere, perspectivele cercetărilor devin mult mai largi și mai interesante.

ÎN LOC DE CONCLUZII

Textul lucrării și figura care îl ilustrează, reflectă stadiul actual în care se găsesc cercetările privind geotermalismul din zonele cu vulcanite neogene de pe teritoriul României. Se știe cert că emergențele de ape termale, naturale sau deschise prin sonde, sînt situate pe arii restrînse de anomalii locale hidrogeotermice. Acest tip de anomalii este produs de căldura redată mediului ambiant circulat de apele termale. Se știe cu suficientă certitudine că anomaliile locale hidrogeotermice sînt situate pe ariile a două anomalii geotermice regionale, ambele produse de surplusuri de căldură internă a Pămîntului, transferată conductiv în condiții fizico-geologice preferențiale. Ambele anomalii geotermice regionale sînt de-abia schițate în procesul de cunoaștere și necesită ample studii pentru precizarea extinderii lor în suprafață, dar mai ales în legătură cu determinarea regimurilor termice corespunzătoare cu adîncimea. Cu totul deficitare sînt cunoștințele în ceea ce privește conductivitatea termică și conținutul în substanțe radioactive pentru rocile care compun scoarța terestră. Deși deținem numeroase informații privind structura majoră a scoarței terestre, știm puține în legătură cu morfologia păturii granitice, a raporturilor ei cu păturile bazaltică și sedimentară și, mai ales, a adîncimii ei față de suprafața solului.

Modelul conceptual elaborat cu datele geologice, geofizice și hidrogeologice existente. deschide un orizont larg cercetărilor viitoare, direcționîndu-le pe obiective precise și interdependente. Interpretarea lor integrată va apropia cunoașterea de condițiile reale în care are loc procesul termalizării apelor de circulație subterană sau de acele volume ale litosferei devenite mari rezervoare de căldură acumulată, accesibile tehnic și care, chiar dacă nu sînt circulate natural de ape subterane, vor putea fi exportate pentru energia geotermică pe care o dețin.

Primit la redacție la 4 octombrie 1976

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI ȘT., PRICĂJAN A. (1975), *Some geological connections between the mineral carbon and thermal waters and the postvolcanic manifestations correlated with the deep geological structure of the East Carpathians territory — Romania.* Inst. Geol., Geofiz., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), XII, 7—19, București.

AIRINEI ŞT., PRICĂJAN A., BANDRABUR T. (1976). *Conceptual pattern concernirg the study of the geothermalism and the thermalization process of the underground waters in Romania.* Rev. roum. géol. géophys,, géogr., Série de Géologie, *20*, *1*, 131—146, Bucarest.

AIRIEI ŞT., (1976) *Ideas concerning the integration of the Romania territory into the plate-tectonies concept.* Acad. R.S.R., St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizica, *14*, 27—37, Bucureşti.

AIRINEI ŞT., PRICĂJAN A. (1976) *A conceptual pattern to the complex investigations of the underground waters thermatization in the Werstern Plain of Romania.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, *20*, Bucarest (in press).

APOSTOL A., EISENBURGER D., ROMANESCU D., SPÂNOCHE S., VÂJDEA V. (1975) *Beiträge der Geophysik zur Klärung des hydrogeologischen Bau des Undergrundes in Kurort Băile Moneasa.* Inst. Geol., Geofiz., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), XII, 33—49, Bucureşti.

GAVĂT I., AIRINEI ŞT., BOTEZATU R., STOENESCU SC., SOCOLESCU M., VENCOV I. (1965) *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure géologique profonde du territoire de la Roumanie.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géologie, *9*, 1, 81—107, Bucarest.

NEGOIŢĂ V. (1970), *Étude sur la distribution des températures en Roumanie.* Rev. roum. géol., géophys, géogr., Série de Géophysique, *14*, *1*, 25—30, Bucarest.

PARASCHIV D., GHENEA C., VASILESCU G., OPRAN C., PRICĂJAN A., GOLIŢĂ NATALIA (1975) *The research stage of thermal waters in Romania and possibilities to evidence new aquifers.* Inst. Geol., Geofiz., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), XII, 111—137, Bucureşti.

PRICĂJAN A. (1972) *Apele minerale şi termale din România.* Edit. tehn., Bucureşti.

RĂDULESCU P. D. (1976) *Vulcani astăzi şi in trecutul geologic.* Edit. tehn., Bucureşti.

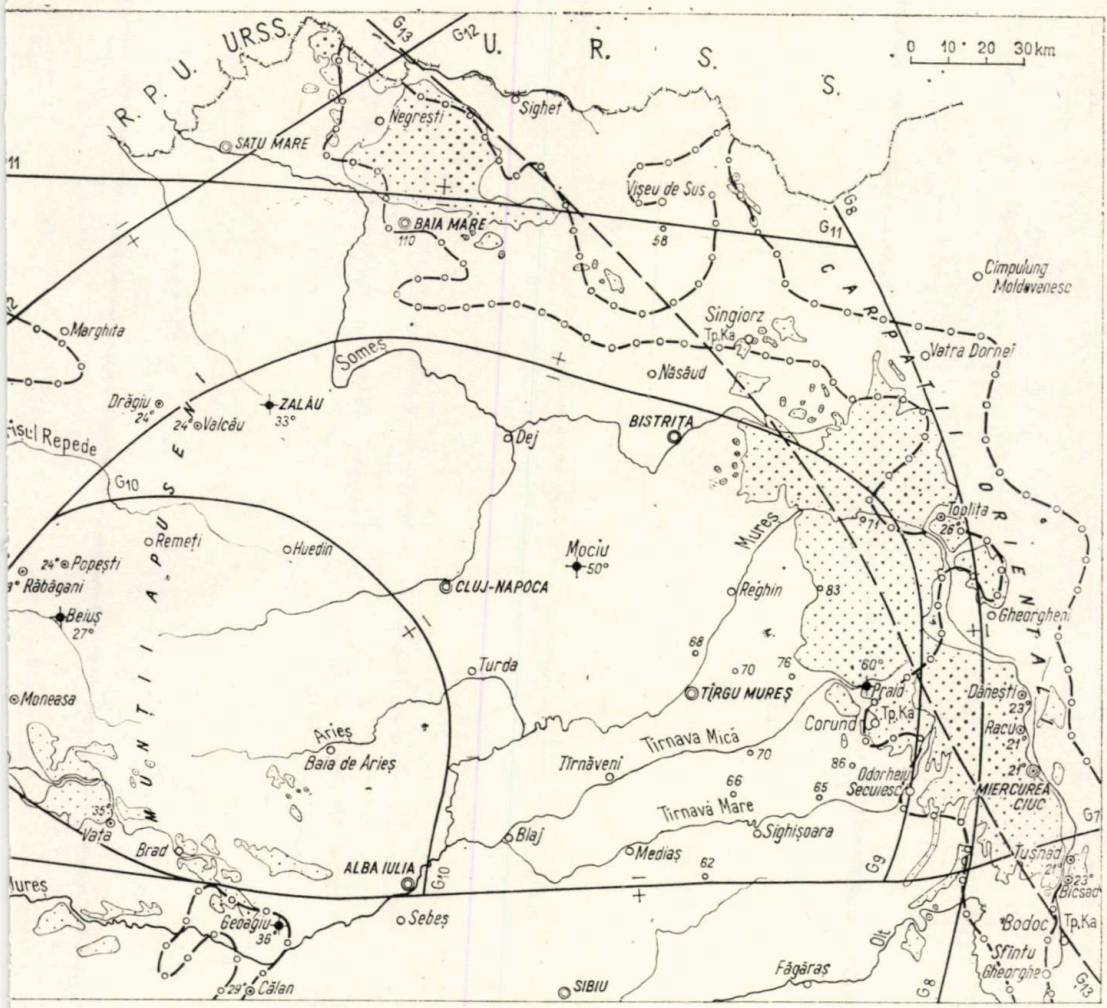
SOCOLESCU M., CIOCÂRDEL R., AIRINEI ŞT., POPESCU M. (1975) *Fizica şi structura scoarţei terestre din România.* Edit. tehn., Bucureşti.

VISARION M., VÂJDEA V., VELICIU S., APOSTOL A. (1975) *Complex geophysical studies and consequences for mineral waters exploration in Romania.* Inst. Geol., Geofiz., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), XII, 161—173, Bucureşti.

THE SIGNIFICANCE OF THE NEOGENE VOLCANISM IN ROMANIA IN THERMAL WATER SPRINGS

(ABSTRACT)

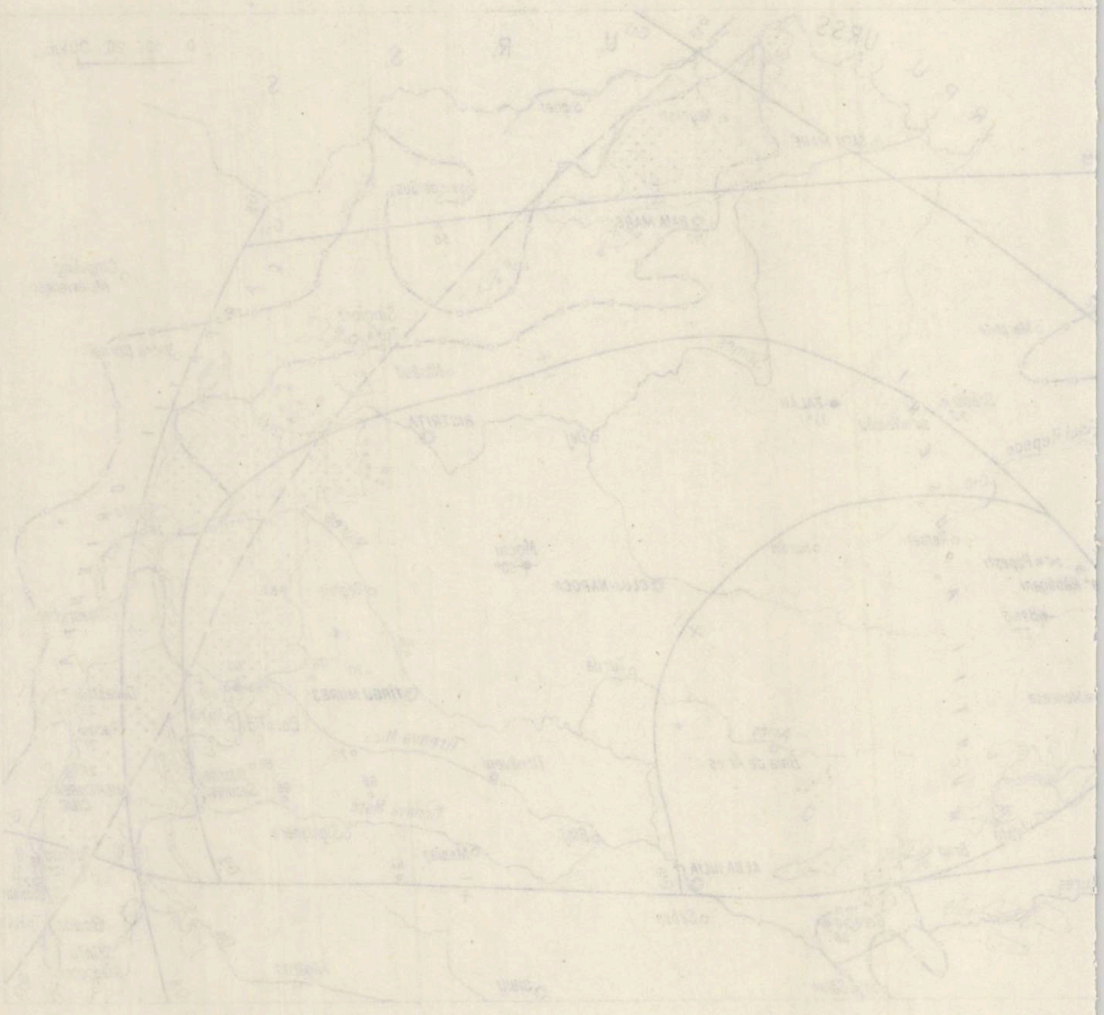
Most of the thermal waters recognized over the Eastern Carpathians and the Apuseni Mountains areas are considered as products of post-volcanic manifestations associated with the Neogene volcanism, as well as the moffetic and solfatarian emanations. Over the both areas corresponding to the two distinct segments of the Carpathian orogenesis, the Neogene volcanism occupies a surface of about 7 400 kms. The rootings of the volcanic edifice took place along the systems of higher thermic conductivity of the eruptive masses, good ways of conductive transfer, in a high proportion, of the geothermic energy from the deep-seated zones of the litosphere to the surface. This conductive transfer situates the geothermic anomalies in the regions with Neogene eruptive masses. The underground waters which can penetrate into the hot zones are submitted to the thermalization process proportionally to the depth they reached and to the caloric intensity of the respective level. The return of the thermalized waters to the surface is accompanied by loss of heat yielded to the environment (through penetrating convectiv transfer), this being the cause of the so-called hydrogeothermic anomalies. The efficiency of the transport of heat by the thermalized waters to the surface is a function of the depth, circulation velocity and thermic conductivity of the rocks along the circulation ways crossed by the waters.



LEGENDA

- Formaţiuni vulcanice neogene
- Limita aureolei mofetice
- G_8 Cîmp de falii crustale
- G_{13} Aliniamentul cîmpului de falii crustale al erupţiunilor neogene
- ⊙T°C Surse naturale de ape termale
- ⊕T°C Surse artificiale de ape termale
- Tp Zone paleotermale
- Ka Carbonaţi cu aspect aragonitic
- ⊕78°C Sondă cu temperatură măsurată la adîncimea de 2.000 m.

Fig. 1. — Schiţă privind semnificaţia vulcanismului neogen asupra surselor de ape termale.



ANOMALIA CÎMPULUI GRAVITĂȚII ÎN LUCRĂRILE MINIERE DE LA BĂIȘOARA[1]

V. D. RUSU[2] și C. S. SAVA[3]

INTRODUCERE

Unul dintre rezultatele de prestigiu ale prospecțiunilor geofizice din România este evidențierea mineralizațiilor de fier și sulfuri polimetalice de la Băișoara.

Prezența sectoarelor de interes economic din această zonă a fost semnalată de prospecțiunile magnetometrice de detaliu[4] care au evidențiat anomalii intense ΔZ în legătură cu mineralizațiile de oxizi de fier cartate geologic sub formă de iviri în banatitele de la sud de Băișoara și în cuarțitele albe și roze din apropierea drumului Băișoara-Mașca. Studiul anomaliilor magnetometrice de la Băișoara și aprecierea semnificației lor geologice (Romanescu, 1964 și Botezatu și colab., 1976), precum și verificarea interpretării date prin foraje, a condus la începerea lucrărilor de explorare prin lucrări miniere.

Este de remarcat faptul că prospecțiunile gravimetrice de mare detaliu[5] efectuate la sud de Băișoara, unde anomaliile ΔZ au intensități reduse, au evidențiat un maxim gravimetric local, interpretat ca efect al rocilor afectate de transformări metasomatice care se extind și sub depozitele sedimentare paleogene ale Depresiunii Iara, la est de lucrările miniere de explorare ale puțului 2.

Măsurătorile gravimetrice de mare precizie executate în rețeaua minieră a puțului 2 Băișoara au permis obținerea unei imagini detaliate a cîmpului gravității care reflectă evoluția în adîncime a anomaliei cartate la suprafață. Imaginea obținută este interpretată cu ajutorul unui model generalizat, în care se regăsesc multe dintre structurile geologice reale bidimensionale.

Lucrarea reprezintă un caz de aplicare a cercetării gravimetrice în subteran în scopul obținerii de informații referitoare la extinderea în spațiu a sectoarelor mineralizate interceptate de galeriile de exploatare.

DATE FIZICO-GEOLOGICE ȘI MINIERE

Lucările miniere de la Băișoara se află în partea de vest a Depresiunii Iara (fig. 1), la contactul dintre depozitele sedimentare și formațiunile

---

[1] Susținută la al IX-lea simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului din R. S. România, 1–4 noiembrie 1976, București;

[2] Intreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București.;

[3] Ministerul minelor, petrolului și geologiei, str. Mendeleev nr. 34–36, București.;

[4] Romanescu D., 1957, *Raport asupra cercetărilor magnetometrice de detaliu pentru minereuri de fier în zona Bazinului Iara.* Arhiva I.G.P.S.M.S.;

[5] Rusu V. D. și Stoenescu V., 1975, *Raport asupra prospecțiunii gravimetrice de mare detaliu pentru sulfuri polimetalice în perimetrul Băișoara-Iara,* Arhiva I.G.P.S.M.S.

cristalofiliene, unde sînt localizate corpuri banatitice care apar sporadic sub formă de apofize.

Condiţiile geologice care au existat în etapele de formare a rocilor eruptive din această zonă au imprimat acestora un caracter deosebit, mai greu de explicat. Astfel, formele de zăcămînt ale intruziunilor banatitice

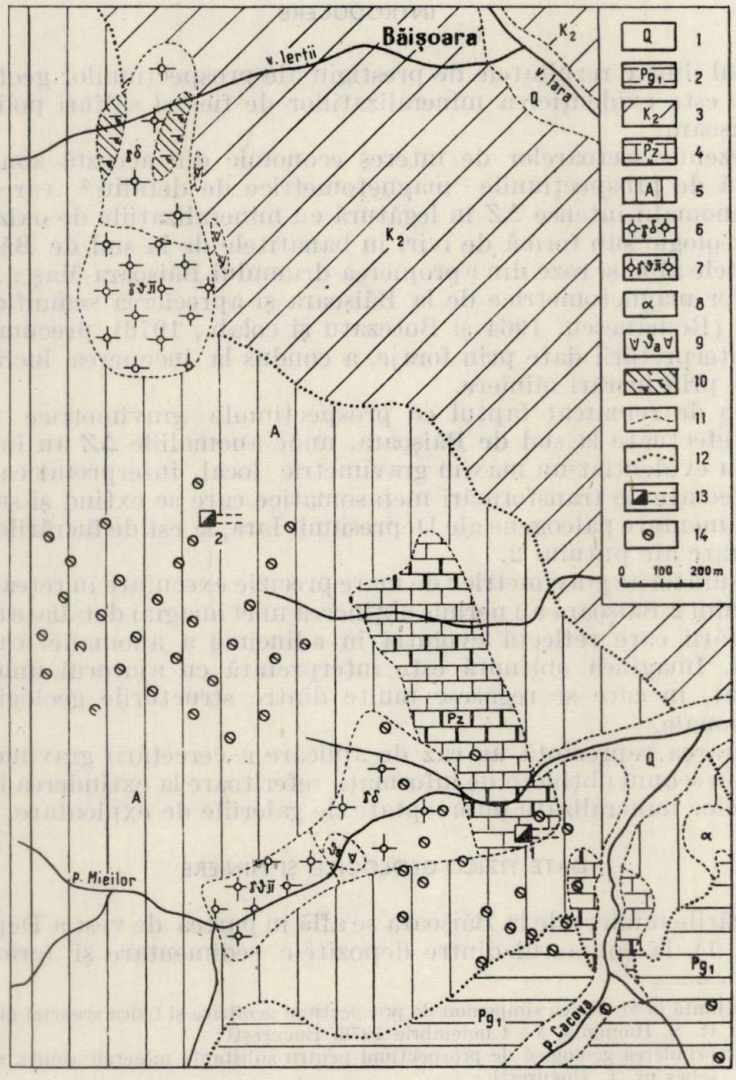


Fig. 1 — Cadrul geologic al lucrărilor miniere de la Băişoara [7]:
1 — cuaternar; 2 — paleogen; 3 — cretacic; 4 — calcare şi dolomite cristaline paleozoice; 5 — anteproterozoic; 6 — granodiorite; 7 — porfire granodioritice; 8 — andezite; 9 — dacite; 10 — metamorfism hidrotermal; 11 — limită normală; 12 — limită de discordanţă; 13 — puţ de explorare cu galerii.

[7] Lazăr C., Întorsureanu I. şi Popescu Maria, 1971, Studiul petrografic al zăcămîntului de la Băişoara, Arhiva I.G.G.

din zonă — neckuri și dykuri — sînt caracteristice corpurilor subvulcanice de dimensiuni relativ mari consolidate la adîncimi mici, în timp ce preponderența granodioritelor și dioritelor în rocile eruptive care apar la zi atestă un nivel mai coborît de consolidare al magmei.

În jurul acestor intruziuni banatitice s-au format aureole de contact în cuprinsul cărora se cunosc fenomene de cornificare a formațiunilor sedimentare și cristaline în urma cărora au rezultat skarne cu magnetit calcaros, uneori însoțite de fenomene hidrotermale (sericitizări și cloritizări).

Datele lucrărilor miniere[2] și de foraj evidențiază faptul că rocile banatitice au o dezvoltare progresivă cu adîncimea și că în cazul zăcămîntului Băișoara sînt singurele produse ale magmatismului subsecvent care dau fenomene de contact însoțite de mineralizații polimetalice sau mineralizații de magnetit cu pirotină. Aceste mineralizații se află în contrast pozitiv de densitate și susceptibilitate magnetică în raport cu formațiunile geologice în care sînt cantonate.

Valorile de densitate au fost stabilite pe baza determinărilor directe pe eșantioane caracteristice culese în zonă — la suprafață și în galerii miniere. Aceste valori au fost completate cu datele obținute în lucrările gravimetrice anterioare din regiune.

Densitățile formațiunilor geologice din zonă sînt prezentate în mod schematic în tabela 1, care scoate în evidență domeniul de localizare a surselor anomaliei gravimetrice.

Tabela 1

Formațiuni geologice	Vîrsta	Nr. de probe	Densitatea (g/cm³)		
			Domeniul de variație	Abaterea medie	Valoarea medie
depozite sedimentare nediferențiate (marne, gresii, argile vargate)	Paleogen	32	2,42—2,62	±0,05	2,51
gresii fine	Cretacic sup.				2,63
gresii metamorfozate	Cretacic sup.	45	2,48—2,98	±0,07	2,75
calcare	Cretacic sup.	160	2,64—2,74	±0,01	2,69
banatite nediferențiate	Cretacic sup.-Paleogen	70	2,45—2,75	±0,05	2,65
conglomerate poligene	Permian				2,65
șisturi cloritoase	Anteprot. sup.	43	2,69—2,75	±0,02	2,72
calcare cristaline	Anteprot. sup.	105	2,82—2,95	±0,02	2,86
calcare mineralizate		132	2,79—4,60	±0,32	3,22
skarne		106	2,52—4,70	±0,47	3,75
corneene		13	2,92—3,14	±0,09	3,06

[6] Datele miniere ne-au fost puse la dispoziție cu multă amabilitate de către Burz V. Tiszay I. și Chircev D. de la I.P.E.G. Cluj.

Apare evident faptul că rocile și formațiunile afectate de transformări metasomatice crează contrastul principal de densitate. Corneenele skarnele și mineralizațiile de oxizi de fier și sulfuri polimetalice se află în contrast pozitiv de densitate față de rocile înconjurătoare, contrast care ajunge pînă la $+2{,}00$ g/cm^3 în zonele mineralizate.

Avînd în vedere volumul de rocă afectat de transformări metasomatice este de a ștept at ca sectoarele de ineteres economic să se manifeste prin anomalii gravimetrice de maxim, caracteristice unor importante excese de masă.

Dispoziția în spațiu a galeriilor miniere în raport cu puțul central se poate observa în figura 2. Profilele și dimensiunile de înaintare ale excavațiilor de la puțul 2 Băișoara la momentul executării măsurătorilor gravimetrice au fost următoarele (Binder, 1976) : puțul central PB—4,0 cu adîncimea h = 292,09 m, rampele pentru puțul la cele cinci orizonturi (80, 120, 160, 200 și 240) : RB la 1 a—6,0 cu lungimi $l_{80}=l_{120}=l_{160}=l_{200}=l_{240}=70$m iar galeriile GSN la 1 a—3,6 cu lungimile $L_{80} = 141$ m, $L_{120} = 253$ m, $L_{160} = 325{,}5$ m, $L_{200} = 355$ m și $L_{240} = 380$ m.

CONSTRUIREA SECȚIUNII GRAVIMETRICE

Cu toate că în zona Băișoara există condiții favorabile din punct de vedere fizico-geologic și morfologic pentru asigurarea unei eficiențe mărite a prospecțiunilor gravimetrice de mare detaliu, excesele de masă datorate transformărilor metasomatice care au afectat volume importante de rocă se reflectă destul de slab în harta gravimetrică cartată la suprafață.

În această situație, cunoașterea evoluției în adîncime a cîmpului gravității prezintă un interes deosebit. În acest scop au fost executate măsurători gravimetrice în 36 de puncte situate de-a lungul a 6 profile — unul la suprafață și cinci în galeriile de explorare ale puțului 2 Băișoara — toate făcînd parte din același plan vertical. Aceste profile au avut lungimea de 100 m, fiecare conținînd cîte 6 puncte de observație la echidistanța de 20 m. În aceste puncte au fost executate măsurători prin metoda dus-întors, de două ori, cu un gravimetru de tip Sharpe în limitele unei erori maxime de $\pm 0{,}020$ mgal.

Anomalia gravității $\Delta g_0''$ a fost calculată după formula :

$$\Delta g_0'' = g - (\gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial Z} \cdot h + 2\pi G \rho h - C_T) \qquad (1)$$

pentru punctele de la suprafață, iar pentru cele din subteran, după formula :

$$\Delta g_0'' = g - (\gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial Z} \cdot h + 2 \pi G \rho h - C_T - C_E), \qquad (2)$$

unde : g = gravitatea observată ;
γ_0 = gravitatea „normală" pe suprafața de referință ;
$\partial\gamma/\partial Z$ = gradientul vertical al gravității „normale" ;

G = constanta gravitației;
ρ = densitatea medie atribuită formațiunilor geologice cuprinse între suprafața topografică și suprafața de referință;
h = cota punctului de observație;
C_T = corecția de teren;
C_E = corecția de excavație.

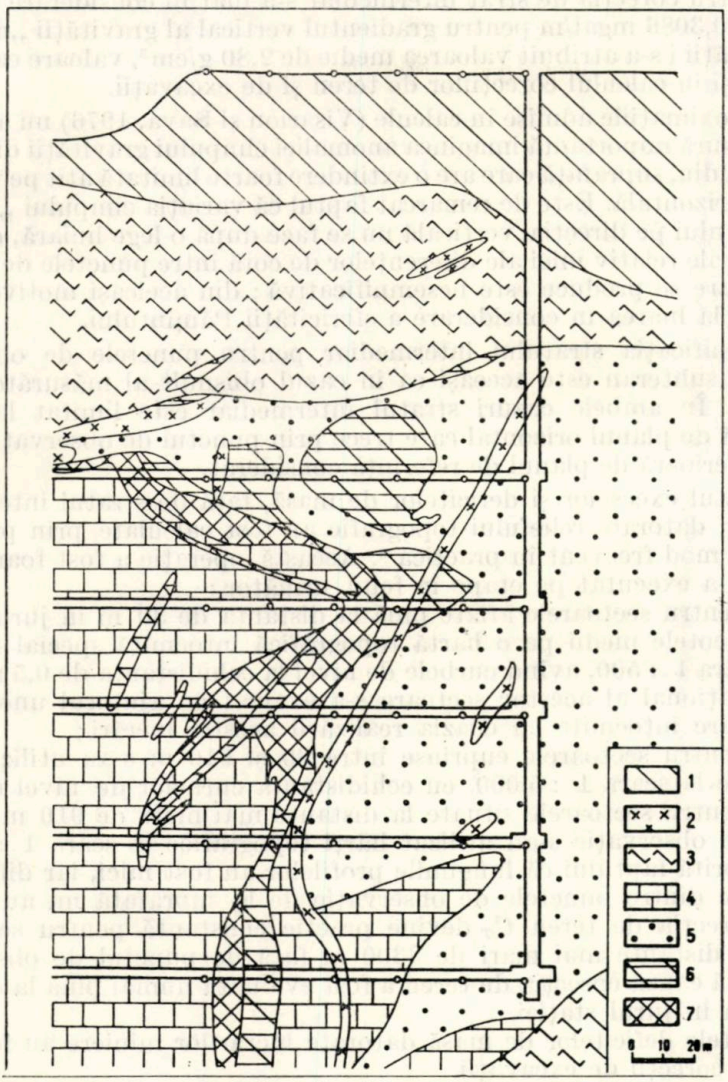


Fig. 2 — Secțiune geologică prin lucrările miniere ale puțului 2 Băișoara:
1 — paleogen; 2 — roci eruptive; 3 — șisturi cristaline; 4 — calcare cristaline mineralizate; 5 — corneene; 6 — skarne; 7 — minereu.

Gravitatea observată a fost determinată în valori absolute, iar cotele punctelor de observație au fost raportate la nivelul mării. Determinarea

cotelor s-a făcut prin nivelment geometric repetat în limitele unei erori maxime de ±1 cm. Pentru punctele de observaţie din subteran s-a considerat o cotă constantă de-a lungul fiecărui profil întrucît rampele pentru puţ au avut înclinări mai mici de 0,05%.

Gravitatea „normală" a fost evaluată pe baza tabelelor întocmite de Botezatu şi Ştefănescu Ruxandra (1963) cu o precizie de ± 0,001 mgal.

Pentru corecţia de strat intermediar s-a luat în considerare valoarea medie de 0,3086 mgal/m pentru gradientul vertical al gravităţii „normale" iar densităţii i s-a atribuit valoarea medie de 2,80 g/cm^3, valoare care a fost utilizată şi în calculul corecţiilor de teren şi de excavaţii.

Aproximaţiile admise în calcule (Visarion şi Sava, 1976) nu afectează într-o măsură importantă imaginea anomaliei cîmpului gravităţii din suprafaţa de studiu, suprafaţă care are o extindere foarte limitată atît pe verticală cît şi pe orizontală. Este de remarcat faptul că variaţia cîmpului „normal" al Pămîntului pe direcţia verticală nu se face după o lege liniară, dar date fiind valorile relativ mici ale diferenţelor de cotă între punctele de măsură, eroarea care se produce este nesemnificativă; din aceleaşi motive s-a renunţat şi la luarea în considerare a sfericităţii Pămîntului.

Semnificaţia stratului intermediar pentru punctele de observaţie situate în subteran este aceeaşi ca în cazul obişnuit al măsurătorilor de suprafaţă. În ambele cazuri stratul intermediar este limitat la partea superioară de planul orizontal care trece prin punctul de observaţie, iar la partea inferioară de planul de referinţă considerat.

Efectul exceselor şi deficitelor de masă, faţă de stratul intermediar considerat, datorate reliefului topografic au fost calculate prin procedeul utilizat în mod frecvent în practică [8]. Această operaţie a fost foarte laborioasă şi s-a executat pe etape în felul următor:

— pentru sectoarele aflate pînă la distanţa de 30 m în jurul staţiei s-au citit cotele medii pe o hartă topografică întocmită special în acest scop la scara 1 : 500, avînd curbele de nivel la echidistanţa de 0,5 m. Efectul gravitaţional al acestor sectoare s-a evaluat cu ajutorul unor tabele suplimentare întocmite cu ocazia realizării acestei lucrări;

— pentru sectoarele cuprinse între 30 şi 910 m s-au utilizat hărţi topografice la scara 1 : 5.000, cu echidistanţa curbelor de nivel de 1 m;

— pentru sectoarele situate la distanţe mai mari de 910 m faţă de punctul de observaţie s-au utilizat hărţi topografice la scara 1 : 25.000.

Datorită faptului că lungimile profilelor au fost mici, iar diferenţele de elevaţie dintre punctele de observaţie de la suprafaţă nu au depăşit 0,5 m, corecţia de teren C_T devine practic constantă pentru sectoarele situate la distanţe mai mari de 3300 m faţă de punctul de observaţie. Din această cauză corecţia de teren a fost evaluată numai pînă la distanţa de 5000 m în jurul staţiei.

Efectele deficitelor de masă datorate lucrărilor miniere au fost evaluate prin corecţii de excavaţii.

Pentru corecţia de puţ, forma reală a acestuia a fost aproximată cu un cilindru vertical finit echivalent (R = 1,6 m şi h = 292,09 m al cărui

[8] Andrei J., 1938, *Tabele pentru calculul efectului atractiv al maselor de formă oarecare*, Arhiva I.G.G.

efect a fost evaluat cu ajutorul tabelelor[9] calculate după formula elaborată de Nabighian (1962).

Corecția de galerie a fost evaluată prin procedeul Hubbert (1948) aproximînd rampele pentru puț cu cilindri orizontali finiți de raze: $r_{80} = r_{120} = r_{160} = r_{200} = r_{240} = 2{,}72$ m și de lungimi: $l_{80} = l_{120} = l_{160} = l_{200} = l_{240} = 70$ m, iar galeriile cu cilindri orizontali infiniți de raze: $R_{80} = R_{120} = R_{160} = R_{200} = R_{240} = 2{,}14$ m.

Calculele corespunzătoare obținerii imaginii gravimetrice în plan vertical sînt prezentate în tabela 2.

Precizia cu care au fost realizate măsurătorile și calculele aferente construcției secțiunii gravimetrice, a permis trasarea izoliniilor anomaliei gravității la o echidistanță de 0,10 mgal (fig. 3).

INTERPRETAREA REZULTATELOR OBȚINUTE

Secțiunea gravimetrică, obținută așa cum am arătat în capitolul precedent, reprezintă cumulul efectelor tuturor neomogenităților traversate de ea, cît și al celor care se află în imediata ei apropiere. Într-o măsură mai puțin importantă, în secțiune sînt conținute și efecte ale unor neomogenități aflate la distanțe mai mari, care însă nu afectează imaginea gravimetrică produsă de structura geologică cercetată.

Pentru a ilustra mai clar semnificația unei secțiuni gravimetrice, în figura 4 este prezentat un model generalizat în care se regăsesc majoritatea structurilor geologice reale bidimensionale. În imagine este prezentată secțiunea transversală prin cîmpul componentei verticale a atracției exercitate de un cilindru orizontal infinit de formă neregulată, omogen, de densitate 1,00 g/cm^3.

Imaginea anomaliei gravității într-un plan vertical produsă de acest model scoate în evidență următoarele caracteristici:

— într-un plan vertical o sursă anomală se manifestă ca un dipol — format dintr-un cuplu de anomalii de maxim și de minim orientat pe verticală;

— dacă sursa anomală bidimensională este reprezentată printr-un exces de masă, atunci anomaliile conjugate sînt astfel amplasate încît maximul gravimetric se află la limita superioară a sursei, și invers, centrul de greutate al sursei fiind localizat în zona de maxim gradient al anomaliei gravității;

— fiecărei convexități importante existente la limita superioară sau inferioară de separație a sursei, îi corespunde un apex în anomalia gravimetrică.

Pe baza acestor observații, amplasarea maximelor și minimelor din secțiunea gravimetrică obținută în lucrările miniere de la Băișoara, sugerează existența unui exces de masă extins pe verticală între orizonturile 80 și 200 ale puțului 2.

Forma sursei perturbante (fig. 5) a fost trasată în acord cu observațiile anterioare. Așa cum era de așteptat, extinderea sursei perturbante este mai mare decît cea a minereului din secțiunea geologică cunoscută

[9] Calotă C., Pătruț Șt. și Ionașcu Doina, *O formă expeditivă de determinare a efectului gravitațional al cilindrului circular finit* (manuscris).

Tabela 2

Nr. stației	g (mgal)	h (m)	B (mgal)	C_T (mgal)	C_E (mgal)	γ_0 (mgal)	$\Delta g_0''$ (mgal)
0/ 0	626,051	618,210	118,264	0,731	0,092	−770,817	−25,679
0/ 20	626,112	618,049	118,233	0,680	0,008	−770,804	−25,771
0/ 40	626,150	617,989	118,221	0,668	0,005	−770,790	−25,746
0/ 60	625,962	618,046	118,232	0,631	0,004	−770,775	−25,946
0/ 80	625,876	617,991	118,222	0,706	0,003	−770,761	−25,954
0/100	625,742	617,935	118,211	1,022	0,003	−770,748	−25,770
80/ 0	639,535	487,964	93,348	14,126	−0,125	−770,817	−25,933
80/ 20	639,471	487,964	93,348	14,143	−0,251	−770,804	−24,093
80/ 40	639,517	487,964	93,348	14,214	−0,251	−770,790	−23,964
80/ 60	639,572	487,964	93,348	14,256	−0,234	−770,775	−23,833
80/ 80	639,565	487,964	93,348	14,260	−0,202	−770,761	−23,790
80/100	639,572	487,964	93,348	14,224	−0,186	−770,748	−23,790
120/ 0	642,680	448,544	85,806	18,445	−0,131	−770,817	−24,017
120/ 20	642,589	448,544	85,806	18,490	−0,251	−770,804	−24,170
120/ 40	642,619	448,544	85,806	18,532	−0,251	−770,790	−24,084
120/ 60	642,610	448,544	85,806	18,588	−0,234	−770,775	−24,005
120/ 80	642,659	448,544	85,806	18,591	−0,202	−770,761	−23,907
120/100	642,571	448,544	85,806	18,606	−0,186	−770,748	−23,951
160/ 0	645,261	415,014	79,392	22,200	−0,133	−770,817	−24,097
160/ 20	645,202	415,014	79,392	22,210	−0,251	−770,804	−24,251
160/ 40	645,102	415,014	79,392	22,292	−0,251	−770,790	−24,255
160/ 60	644,963	415,014	79,392	22,358	−0,234	−770,775	−24,296
160/ 80	644,791	415,014	79,392	22,379	−0,202	−770,761	−24,401
160/100	644,604	415,014	79,392	22,418	−0,186	−770,748	−24,520
200/ 0	648,404	373,090	71,372	26,841	−0,135	−770,817	−24,335
200/ 20	648,341	373,090	71,372	26,845	−0,251	−770,804	−24,497
200/ 40	648,092	373,090	71,372	26,937	−0,251	−770,790	−24,640
200/ 60	647,730	373.090	71,372	27,007	−0,234	−770,775	−24,900
200/ 80	647,793	373,090	71,372	27,051	−0,305	−770,761	−24,850
200/100	647,831	373,090	71,372	27,062	−0,186	−770,748	−24,669
240/ 0	651,708	331,464	63,409	31,382	−0,169	−770,817	−24,487
240/ 20	641,491	331,464	63,409	31,457	−0,258	−770,804	−23,705
240/ 40	651,380	331,464	63,409	31,545	−0,255	−770,790	−24,711
240/ 60	651,153	331,464	63,409	31,613	−0,237	−770,775	−24,837
240/ 80	651,090	331,464	63,409	31,672	−0,205	−770,761	−24,795
240/100	650,922	331,464	63,409	31,723	−0,188	−770,748	−24,882

din date miniere și de foraj, iar deosebirile în privința alurii reflectă dezvoltări corespunzătoare pe direcții perpendiculare pe planul de culegere a datelor. Pe aceste direcții orizontale este mai greu de precizat sensul în

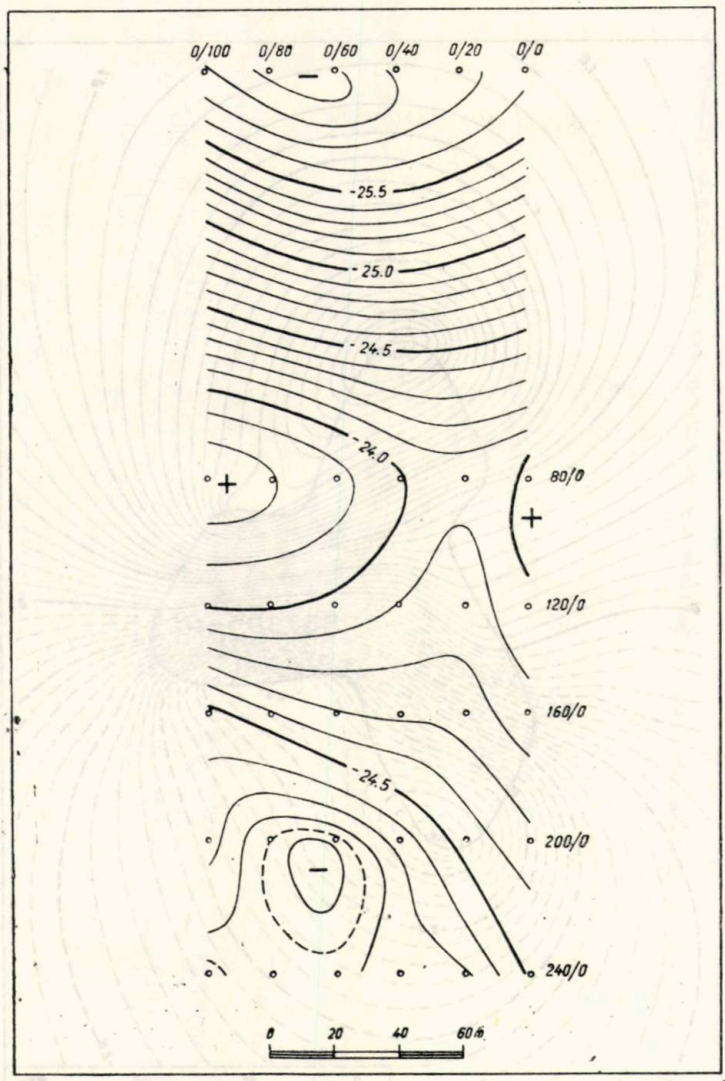


Fig. 3 — Imaginea anomaliei Bouguer în planul vertical al lucrărilor miniere de la puțul 2 Băișoara.

care se dezvoltă masele mai dense, întrucît numai datele gravimetrice dintr-un plan vertical nu sînt suficiente în acest scop.

În partea de sus a secțiunii — în imediata apropiere a suprafeței terenului — punctele de observație fiind relativ rare și neuniform dis-

tribuite, interpolarea s-a făcut prin aproximaţie liniară. Cu toate acestea, elementele caracteristice deficitului de masă dat de cuvertura sedimentară paleogenă apar destul de clar : o zonă de minim în dreptul suprafeţei tere-

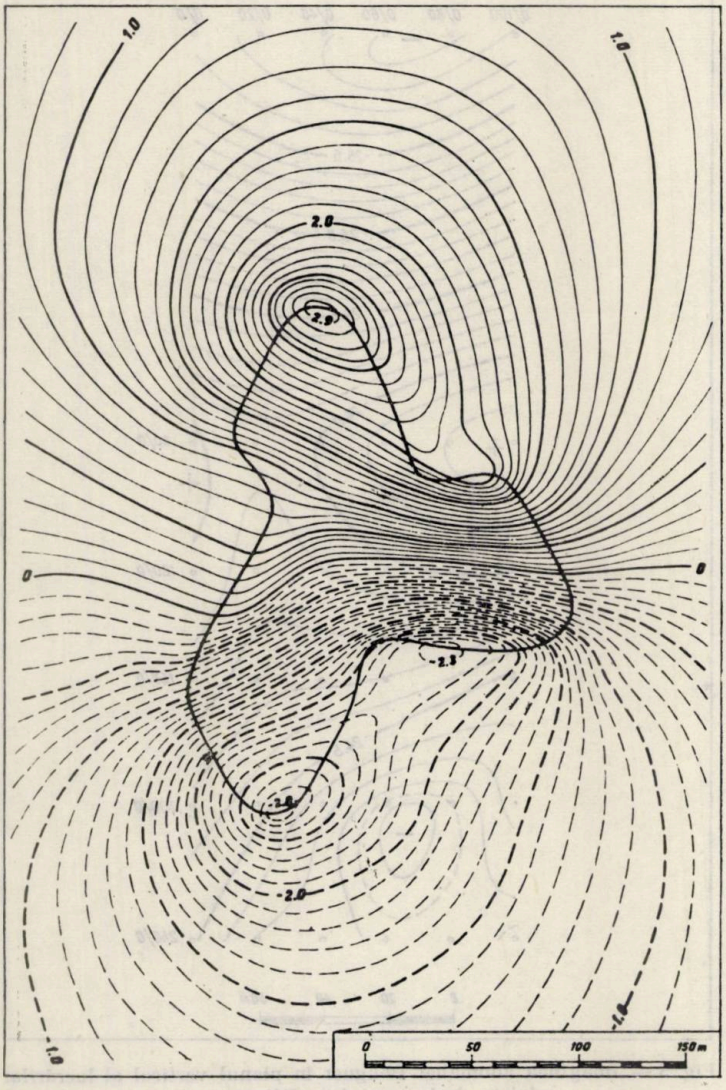


Fig. 4 — Secţiunea gravimetrică printr-un cilindru orizontal infinit de formă neregulată.

nului şi o pozitivare a valorilor gravimetrice în partea de jos marcată prin două maxime la nivelul orizontului 80.

CONCLUZII

Lucrarea prezintă o contribuție pe linia eforturilor îndreptate spre lărgirea domeniului de aplicabilitate a cercetărilor gravimetrice, urmărindu-se ridicarea eficienței lor în rezolvarea problemelor geologice.

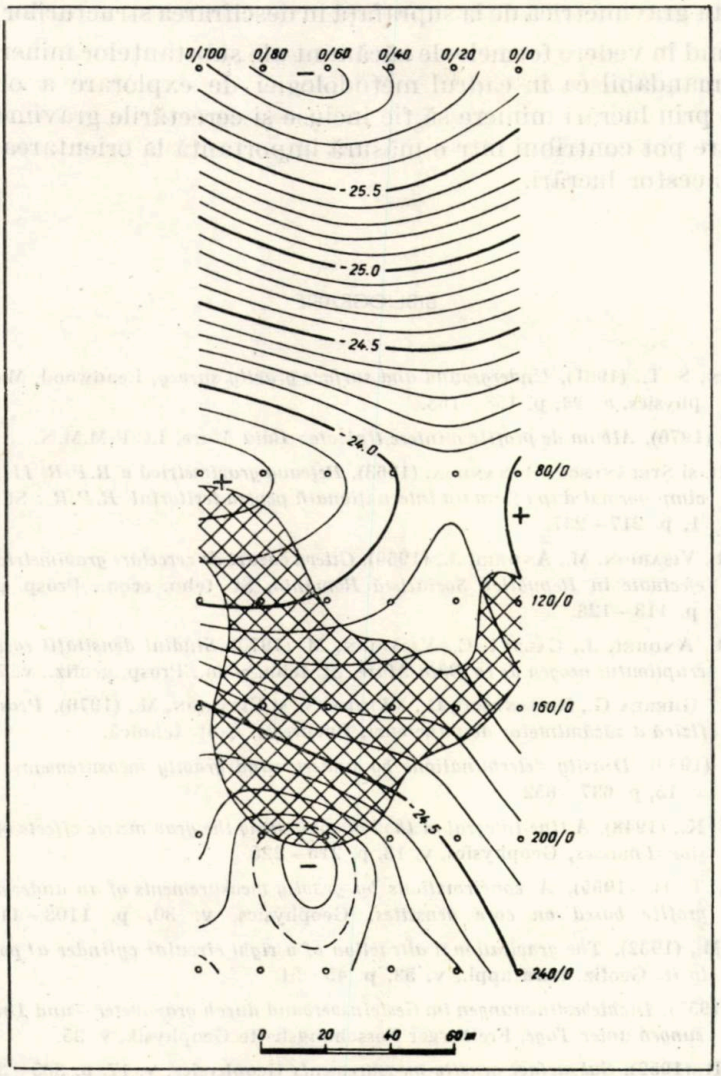


Fig. 5 — Extinderea ipotetică a corpului perturbant în planul secțiunii gravimetrice.

Modelul teoretic prezentat în lucrare și observațiile făcute asupra imaginii cîmpului componentei verticale a atracției gravitaționale, permit abordarea interpretării secțiunilor gravimetrice obținute în cazuri reale.

Față de o hartă gravimetrică, în care sursele din imediata apropiere a suprafeței — pe care s-au executat măsurătorile — , maschează efectul surselor din profunzime, secțiunea gravimetrică prezintă avantajul că reflectă cu aceeași pondere toate sursele dispuse la diferite nivele în planul vertical al măsurătorilor, influența surselor laterale fiind foarte mică. Din această cauză secțiunea gravimetrică are o putere de rezoluție mai mare decît harta gravimetrică de la suprafață în descifrarea structurilor geologice.

Avînd în vedere formele de zăcămînt ale substanțelor minerale solide, este recomandabil ca în cadrul metodologiei de explorare a obiectivelor geologice prin lucrări miniere să fie incluse și cercetările gravimetrice subterane care pot contribui într-o măsură importantă la orientarea mai judicioasă a acestor lucrări.

BIBLIOGRAFIE

ALGERMISSEN, S. T., (1961), *Underground and surface gravity survey*, Leadwood, Missouri : Geophysics, *v. 26*, p. 158—168.

BINDER, F., (1976), *Album de profile miniere tipizate: Baia Mare*, I.C.P.M.M.N.

BOTEZATU, R. și ȘTEFĂNESCU, RUXANDRA, (1963), *Rețeaua gravimetrică a R.P.R. III. Reduceri de cimp normal după formula internațională pentru teritoriul R.P.R.*: St. cerc. geofiz. 1, p. 217—237.

BOTEZATU R., VISARION, M., ANDREI, J., (1966), *Cîteva cazuri de cercetări gravimetrice în subteran efectuate în Republica Socialistă România*, St. tehn. econ., Prosp. geofiz., v. 5, p. 113—126.

BOTEZATU R., ANDREI, J., CALOTĂ, C., VISARION, M. (1970), *Studiul densității rocilor din zona eruptivului neogen de la Baia Mare*, St. tehn. econ., Prosp. geofiz., v. 7, p. 59—70.

BOTEZATU R., GHEREA G., ROMANESCU, D., VÂJDEA, V. și VISARION, M., (1976), *Prospectarea geofizică a zăcămintelor de minereuri*, București, Edit. tehnică.

HAMMER, S. (1950), *Density determinations by underground gravity measurements*, Geophysics, v. 15, p. 637—652.

HUBBERT, M. K., (1948), *A line-integral method of computing the gravimetric effecte of two-dimensional masses*, Geophysics, v. 13, p. 215—225.

MC CULLOH, T. H. (1965), *A confirmations by gravity measurements of an underground desity profile based on core densities*, Geophysics, v. 30, p. 1108—1132.

NABIGHIAN, M., (1962), *The gravitational attraction of a right circular cylinder at points external to it*. Geofiz. pura appl., v. 53, p. 45—51.

RISCHE, H. (1957), *Dichtebestimmungen im Gesteinsverband durch gravimeter—und Drehwaagemessungen unter Tage*. Freiberger Forschungshefte Geophysik, v. 35.

ROGERS, G. R. (1952), *Subsurface gravity measurements* Geophysics, v. 17, p. 365—377.

ROMANESCU, D. (1964), *Anomaliile cîmpului magnetic la diferite adîncimi pe rama de vest a bazinului Iara și semnificația lor geologică*, D. S. Com. Geol., v. 49, p. 231—250.

SMITH, N. J., (1950), *The case for gravity data from boreholes*, Geophysics, v. 15, p. 605—636.

VISARION M. și SAVA, C. S., (1976), *Contribuții la interpretarea rezultatelor cercetărilor gravimetriec în subteran*, Stud. tehn. econ., Prosp., geofiz., v. 11, p. 83—94.

THE GRAVITY ANOMALY IN THE BĂIȘOARA MINE WORKS

(ABSTRACT)

The paper presents an image of the gravity field within the underground space explored in the no. 2 shaft of Băișoara mine works. It is a result of the gravity data obtained in 36 measurement points situated in a vertical plane.

The image obtained was interpreted by means of a theoretical generalized model, in which the majority two-dimensional real geological structures might be found.

These conclusions sustain the idea that the great accuracy gravity researches carried out in the underground exploring works provide interesting information about space distribution of ore bodies and may bring contributions towards an efficient guiding of these works in the future.

METODE DE ESTIMARE A CANTITĂȚII DE AUR DIN BIDOANE SIGILATE PRIN ACTIVARE ȘI PROGRAMARE MATEMATICĂ

DE

DAN ZORILESCU

Institutul de geologie și geofizică str. Caransebeș 1, București

1. PREZENTAREA PROBLEMEI

În cazul zăcămintelor aurifere aurul nativ se recoltează prin răzuire din zonele mai bogate ale zăcămîntului și se colectează în bidoane (recipiente din tablă) care se închid și se sigilează. Evident, odată cu aurul se recoltează și cantități apreciabile de steril.

În general cantitatea de aur dintr-un bidon variază de la zeci sau sute de grame la cîteva kilograme.

Cantitatea de aur din aceste bidoane nu se cunoaște decît după prelucrare, această cantitate fiind afectată de unele pierderi în procesul de prelucrare. Se pune problema cunoașterii cantității inițiale de aur din recipientele sigilate.

Pînă în prezent nu se cunoaște o metodă pentru rezolvarea acestei probleme, dată fiind imposibilitatea unor analize directe asupra materialului din bidon.

O metodă eficientă de analiză ce a căpătat o extindere din ce în ce mai mare este metoda de analiză prin activare. Metoda se aplică cu succes în analiza materialelor foarte pure (semiconductori, grafit etc.), în industria metalurgică la dozarea cantităților mici de componenți ai oțelurilor, în cercetarea structurii aliajelor, a coroziunii oțelurilor, în analiza pămînturilor rare, la studierea compoziției minereurilor, în biologie și medicină, în toxicologie și farmacologie etc.

În ultimul timp s-au determinat radioactiv microcantități de aur în diferite materiale.

Spre exemplu au fost determinate cantități de aur în speciile de platină, în plumb, în compușii litiului, în materiale cu mai multe componente cum ar fi zăcămintele minerale și neminerale unde mulțimea componentelor este așa de mare încît complică stabilirea exactă a analizelor chimice.

Cu toate acestea metoda nu s-a putut aplica decît prin analize directe asupra materialului existent.

În această lucrare ne propunem elaborarea unei metode de analiză prin activare și proiectarea unui dispozitiv cu ajutorul căruia să se determine cantitatea de aur din recipient (bidoane) închise.

După aplicarea metodei de activare se indică trei metode de calcul a cantității de aur :

— metoda comparării cu probe etalon ;

— metoda descompunerii curbei de dezactivare ;

— metoda ce utilizează fie algoritmele programării liniare și deci calculatoarele, fie metoda celor mai mici patrate.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 117–135, BUCUREȘTI, 1977

2. PRINCIPIILE TEORETICE ALE METODEI PROPUSE

Metoda se bazează pe punerea în evidență, prin activare, a radioizotopului $_{79}AU^{198}$.

Caracteristicile acestui radioizotop sînt :

Tipul radiației	β	γ
Energia (M_eV)	0,96 (~100%) 1,37 (0,025%) 0,28 (~0,075%)	0,411 (96,4%) 1,090 (~0,075%)

— Timpul de înjumătățire . . . . . 2,7 d
— Procesul de producere . . . . . $Au^{197}(n,\gamma)Au^{198}$
— Secțiunea eficace de absorbție pentru neutroni termici . . 96 barni
— Activitatea specifică la saturație produsă în elementul țintă . . . . . 810 mc/g

Proba de activat (bidonul sigilat) se supune iradierii într-un flux de neutroni termici obținuți fie de la reactor ($\Phi = 1{,}6 \cdot 10^{12}$ n/cm²s) fie de la o sursă naturală ($\Phi = 10^7$ n/cm²s).

În funcție de secțiunile de activare cu neutroni termici și de timpii de înjumătățire, elementele componente ale probei se activează prin reacția (n, γ).

De exemplu pentru formarea izotopului 198 al aurului are loc o reacție de forma

$$_{79}Au^{197} + {}_0n^1 \rightarrow {}_{79}Au^{198} + \gamma.$$

Se poate demonstra cu ușurință că prin iradierea probei se obține o activitate

$$\Lambda(t) = \alpha\,(1 - e^{-0{,}693\frac{t_a}{T}}) \qquad E(1)$$

unde

α — numărul de nuclee formate în unitatea de timp
t_a — durata de activare
T — perioada de înjumătățire a izotopului radioactiv format.

Dacă durata de activare crește la infinit ($t_a \rightarrow \infty$) se obține activitatea maximă de saturație

$$\Lambda_\infty = \alpha = \lim_{t_a \rightarrow \infty} \Lambda\,(t). \qquad (2)$$

Relația (1) se scrie

$$\Lambda\,(t) = \Lambda_\infty(1 - e^{-0{,}693\frac{t_a}{T}}). \qquad (3)$$

Cum activitatea de saturație este egală cu produsul dintre numărul inițial de nuclee N supuse iradierii, secțiunea de activare σ_a și fluxul de neutroni Φ, rezultă

$$\Lambda_\infty = N\ \sigma_a\ \Phi.$$

Notînd cu m — masa probei

$\mathcal{N} = 6{,}023 \cdot 10^{23}$ — numărul lui Avogadro

$\mathcal{A}$ = numărul de masă

avem

$$N = \frac{m\mathcal{N}}{\mathcal{A}}$$

și apoi

$$\Lambda_\infty = \frac{m\mathcal{N}}{\mathcal{A}}\ \sigma_a \Phi. \tag{4}$$

După o durată de timp t scursă de la oprirea activării, activitatea va fi dată de relația

$$\Lambda\ (t) = \frac{m\mathcal{N}}{\mathcal{A}}\ \sigma_a \Phi\ (1 - e^{-0{,}693\frac{ta}{T}})\ e^{-0{,}693\frac{t}{T}} \tag{5}$$

În cazul unui amestec de mai multe elemente ce creează diferiți izotopi, cazul probelor geologice, activitatea finală obținută după un timp t_a de iradiere va fi o însumare a activităților fiecărui element în parte.

Parametrii variabili vor fi m, $\mathcal{A}$, σ_a, $\lambda = \dfrac{0{,}693}{T}$

Pentru acest caz expresia (5) se scrie

$$\Lambda(t) = \sum_i \frac{m_i \mathcal{N}}{\mathcal{A}_i}\ \sigma_{a_i}\ \Phi\ (1 - e^{-\lambda_i t_a})\ e^{-\lambda_i t} \tag{6}$$

Deoarece, practic se măsoară vitezele de numărare R și nu activitatea Λ se va scrie relația (6) pentru aceste viteze de măsurare ținînd seama că $R = g\Lambda$, unde $g = \dfrac{a}{4\ \pi\ x^2}\ \varepsilon\ s$ este un factor ce depinde de sistemul de detectare (a = aria ferestrei contorului, x = distanța sursă-contor, ε = eficacitatea, s = factorul de schemă).

Prin înlocuire în (6) se obține :

$$R(t) = \sum_i g \frac{m_i \mathcal{N}}{\mathcal{A}_i}\ \sigma_{a_i}\ \Phi\ (1 - e^{-\lambda_i t_a})\ e^{-\lambda_i t} \tag{7}$$

Sub această formă s-a scris influența tuturor componentelor din amestec.

Componentele cu secțiuni de activare mai mari și cu durate de înjumătățire mici se activează mai repede. În anexa I se indică un procedeu pentru determinarea timpului optim de iradiere.

3. PROCEDEE DE CALCUL A CANTITĂȚII DE AUR DIN RECIPIENTE SIGILATE SUPUSE ACTIVĂRII

Vom indica trei procedee cu ajutorul cărora se poate estima cantitatea de aur dintr-un recipient sigilat :

3.1. *Metoda comparării cu probe etalon.* Din zăcămîntul în explorare sau exploatare se formează n probe etalon, fiecare de masă M.

Fie m_i^s și m_i^a masa de steril și respectiv de aur din proba $i = 1, 2, \ldots, n$ așa fel încît

$$m_i^s + m_i^a = M.$$

Se depozitează mai întîi sterilul de masă m_i^s $(i = 1,2,\ldots, n)$ în bidoane și se activează o durată de timp t_a. Se lasă la dezactivat un timp „t" pentru a se elimina influența izotopilor de viață scurtă.

Se determină apoi vitezele de numărare R_i^s datorate radioizotopilor rămași, inclusiv ai materialului din care sînt confecționate bidoanele.

După introducerea cantităților m_i^a de aur și omogenizare se activează din nou un timp t_a și se dezactivează în timpul t. Activitatea finală, măsurată, R_i se datorează în special aurului, astfel că două probe cu activități diferite, au conținuturi de aur diferite.

Notînd R_i^a contribuția aurului la viteza finală de numărare, se poate scrie :

$$R_i = R_i^s + R_i^a \quad \text{pentru masa} \quad M = m_i^s + m_i^a \quad \text{cu} \quad i = 1, 2, \ldots, n.$$

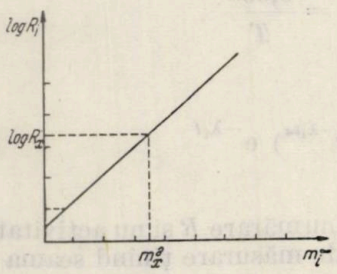


Fig. 1 — Variația activității probelor etalon.

Este indicat ca masa aurului în probele etalon să se afle într-o progresie crescătoare cu o rație dată (spre exemplu de 10 g).

Se construiește graficul $(R_i\,;\, m_i^a)$ și se obține o curbă etalon (figura 1).

O probă necunoscută, după activare în aceleași condiții va indica o viteză de numărare $R_x = R_x^s + R_x^a$ pentru o distribuție de mase $m_x^s + m_x^a = M$.

3.2. *Metoda descompunerii curbei de dezactivare.* Se activează bidonul gol un timp egal timpului optim determinat pentru activarea probelor cu aur. Se obține curba de dezactivare

$$\Lambda(t) = \Lambda_0\, e^{-\lambda t} \tag{11}$$

a materialului din care este confecționat bidonul, unde Λ_0 este activitatea inițială (în momentul scoaterii de la iradiere).

Se construiește grafic relația

$$\log \Lambda(t) = \log \Lambda_0 - \lambda t \log e \qquad (12)$$

care este o dreaptă (fig. 2).

Durata $T_{1/2}$ ce corespunde valorii $\frac{\Lambda_0}{2}$ este durata de înjumătățire a radioizotopului materialului din care este confecționat bidonul.

Se iradiază apoi bidonul plin cu aur nativ și material steril o durată de timp egală duratei optime determinate ceea ce conduce la obținerea unei activități datorată în special aurului și materialului din care este confecționat bidonul și în mai mică măsură celorlalți izotopi din materialul steril.

În această situație activitatea $\Lambda(t)$ se poate considera ca fiind o sumă de 2—3 factori conform relației (6) sau (7).

Reprezentarea semilogaritmică a lui Λ ca funcție de t nu va mai fi o linie dreaptă ci o curbă (figura 3).

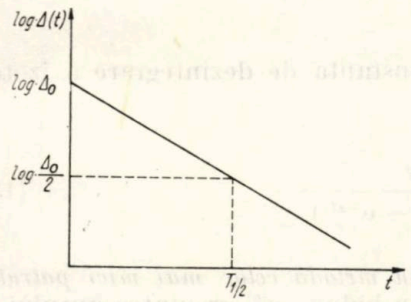


Fig. 2 — Curba de dezactivare a materialului din care este confecționat bidonul.

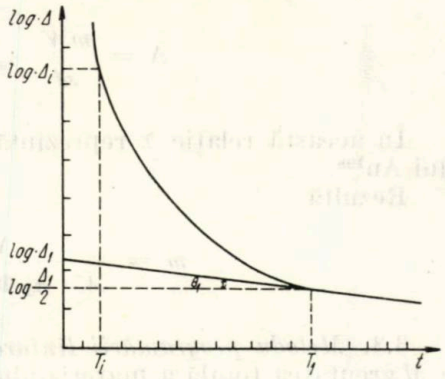


Fig. 3 — Curba de dezactivare a bidonului plin cu minereu aurifer.

Dezactivarea probei trebuie să se facă pînă la obținerea fondului.

Ultima porțiune a curbei, dată de activități mai reduse se aproximează cu o dreaptă care prelungită taie axa ordonatelor într-un punct ce corespunde unei valori log Λ_1.

Pentru log $\frac{\Lambda_1}{2}$ se determină $T_{1/2}$ iar din tabele se identifică radionuclidul căruia îi corespunde perioada de înjumătățire aflată.

Acest radionuclid poate corespunde materialului steril sau materialului din care este confecționat bidonul, radionucloizi care dau activități mai reduse decît izotopul 198 al aurului.

Pentru a obține activitatea corespunzătoare izotopului Au^{198} se va scade din activitatea totală măsurată fie activitatea Λ_0 obținută pentru bidonul gol (dacă $\Lambda_0 = \Lambda_1$) fie activitatea $\Lambda_0 + \Lambda_1$ (dacă $\Lambda_0 \neq \Lambda_1$) presupunînd în cel de al doilea caz că activitatea Λ_1 se datorează sterilului.

Folosind curbele din graficele 2 și 3 se determină pentru diferite valori t_i cantitățile

$$\Lambda_i - \Lambda_{0i} - \Lambda_{1i}$$

Se construiește graficul

$$f(t_i) = \log (\Lambda_i - \Lambda_{0i} - \Lambda_{1i})$$

care ar reprezenta contribuția izotopului Au^{198}.

În general această reprezentare este o linie dreaptă care va tăia axa ordonatelor într-un punct ce corespunde unei valori log Λ. Valoarea Λ astfel determinată este activitatea inițială, în momentul scoaterii de la iradiere, a radionuclidului Au^{198}.

Pentru verificare se determină durata $T_{1/2}$ corespunzătoare valorii $\log \frac{\Lambda}{2}$ și se compară cu perioada de înjumătățire a aurului ^{198}.

Activitatea inițială determinată Λ se va utiliza pentru determinarea masei „m" de aur din bidonul sigilat cu ajutorul relației

$$\Lambda = \frac{m\mathcal{N}}{\mathcal{A}} \sigma_a \Phi (1 - e^{-\lambda t_a})$$

În această relație λ reprezintă constanta de dezintegrare a izotopului Au^{198}.

Rezultă

$$m = \frac{\Lambda \cdot \mathcal{A}}{\mathcal{N} \cdot \sigma_a \Phi (1 - e^{-\lambda t_a})} \tag{13}$$

3.3. *Metoda programării liniare sau metoda celor mai mici patrate.* Fie M greutatea totală a materialului din bidon, $m^{(a)}$ greutatea aurului și $m^{(s)}$ greutatea sterilului.

Evident $M = m^{(a)} + m^{(s)}$. (14)

Bidonul se activează o durată de timp t_a și se măsoară viteza de numărare compusă R.

Dacă se notează $R^{(a)}$ viteza de numărare corespunzătoare activității aurului și $R^{(s)}$ cea corespunzătoare activității sterilului, atunci

$$R = R^{(a)} + R^{(s)}. \tag{15}$$

Deoarece prin $R^{(a)}$ și $R^{(s)}$ am înțeles valorile reale ale vitezelor de numărare corespunzătoare aurului și argintului iar prin R viteza de numărare măsurată, relația precedentă este valabilă cu excepția unei abateri ε :

$$R = R^{(a)} + R^{(s)} + \varepsilon \tag{16}$$

După o perioadă t de dezactivare viteza de numărare va fi R_t.

Vom avea :

$$R_t = R_t^{(a)} + R_t^{(s)} + \varepsilon_t,$$

unde $R_t^{(a)}$ și $R_t^{(s)}$ sînt vitezele reale de numărare, după timpul t de dezactivare, a aurului și sterilului.

Se știe însă că :

$$\begin{aligned} R_t^{(a)} &= R^{(a)}\, e^{-\lambda^{(a)} t} \\ R_t^{(s)} &= R^{(s)}\, e^{-\lambda^{(s)} t}, \end{aligned} \tag{17}$$

unde $\lambda^{(a)}$ este constanta de dezintegrare a aurului iar $\lambda^{(s)}$ este constanta de dezintegrare a restului de material, fiind o constantă compusă datorită tuturor elementelor componente ale sterilului.

Utilizarea acestei forme compuse poate introduce unele erori ce vor fi cuprinse în erorile ε_t ale egalităților scrise.

Modul de determinare practică al constantei $\lambda^{(s)}$ va fi indicat în anexa II.

Aici vom considera această constantă cunoscută.

Pentru același tip de zăcămînt $\lambda^{(s)}$ poate fi considerată aceeași pentru orice probă.

Dacă avem suspiciuni că într-o anumită zonă a zăcămîntului materialul steril prezintă asociații de elemente diferite esențial de celelalte cazuri pentru care a fost calculat $\lambda^{(s)}$ atunci pentru această zonă se va face o nouă determinare a constantei.

Pentru o mai bună precizie aceste determinări a constantei $\lambda^{(s)}$ se pot face pentru fiecare zonă în parte în care a fost descoperit aurul nativ.

Evident se impune omogenitatea materialului din care sînt făcute bidoanele.

Înlocuind $R_t^{(a)}$ și $R_t^{(s)}$ în relația lui R_t se obține

$$R_t = R^{(a)}\, e^{-\lambda^{(a)} t} + R^{(s)}\, e^{-\lambda^{(s)} t} + \varepsilon_t. \tag{18}$$

Deoarece ne interesează greutatea aurului din bidon vom înlocui $R^{(a)}$ cu

$$R^{(a)} = g \frac{\mathcal{N}}{\mathcal{A}} \sigma_a^{(a)} \Phi \left(1 - e^{-\lambda^{(a)} t_a}\right) m^{(a)}.$$

Notînd

$$\left.\begin{aligned} & g \frac{\mathcal{N}}{\mathcal{A}} \sigma_a^{(a)} \Phi \left(1 - e^{-\lambda^{(a)} t_a}\right) e^{-\lambda^{(a)} t} = K_t^{(a)} \\ & e^{-\lambda^{(s)} t} = K_t^{(s)} \end{aligned}\right\} \tag{19}$$

$$m^{(a)} = x$$

$$R^{(s)} = y$$

(Relaţia lui $R^{(s)}$ nu s-a utilizat în funcţie de greutatea sterilului deoarece nu ne interesează această greutate). Dacă ne interesează şi un alt element decît aurul atunci din $R^{(s)}$ se separă acest element şi se notează greutatea sa cu o nouă variabilă.

Cu aceste notaţii se poate scrie :

$$R_t = K_t^{(a)} x + K_t^{(s)} y + \varepsilon_t. \tag{20}$$

Coeficienţii lui R_t, $K_t^{(a)}$ şi $K_t^{(s)}$ sînt cunoscuţi pentru un timp de dezactivare dat. Acest lucru se datoreşte faptului că R_t se măsoară iar $K_t^{(a)}$ şi $K_t^{(s)}$ se calculează cu formulele respective în care fiecare element component este cunoscut.

Scriind relaţia (20) pentru diverse timpuri de dezactivare $t_1 < t_2 < t_3 < \ldots < t_n$ se obţine următorul sistem de n ecuaţii liniare cu $n + 2$ necunoscute $(x, y, \varepsilon_{t1} \ldots \varepsilon_{tn})$:

$$\begin{aligned} R_{t_1} &= K_{t_1}^{(a)} x + K_{t_1}^{(s)} y + \varepsilon_{t_1} \\ R_{t_2} &= K_{t_2}^{(a)} x + K_{t_2}^{(s)} y + \varepsilon_{t_2} \\ &\vdots \\ R_{t_n} &= K_{t_n}^{(a)} x + K_{t_n}^{(s)} y + \varepsilon_{t_n}. \end{aligned} \tag{21}$$

Pentru simplificarea scrierii, se poate folosi corespondenţa :

$$(t_1, t_2 \ldots t_n)$$

$$(1, 2 \ldots n)$$

şi deci ecuaţiile precedente se scriu

$$\begin{aligned} R_1 &= K_1^{(a)} x + K_1^{(s)} y + \varepsilon_1 \\ R_2 &= K_2^{(a)} x + K_2^{(s)} y + \varepsilon_2 \\ &\vdots \\ R_n &= K_n^{(a)} x + K_n^{(s)} y + \varepsilon_n. \end{aligned} \tag{22}$$

Se cere determinarea necunoscutelor $x, y, \varepsilon_1 \ldots \varepsilon_n$ cu condiţia ca suma abaterilor absolute să fie minimă, adică

$$\text{minim} \sum_{i=1}^{n} |\varepsilon_i| \tag{23}$$

sau ca suma abaterilor patratice să fie minimă, adică

$$\text{minim} \sum_{i=1}^{n} (\varepsilon_i)^2. \tag{24}$$

3.3.1. *Rezolvarea cu ajutorul programării liniare.* Determinarea necunoscutelor (x, y, $\varepsilon_1 \ldots \varepsilon_n$) care satisfac sistemul de restricții (22) și realizează minimul (23), se face cu ajutorul algoritmelor de rezolvare a problemelor de programare liniară, iar determinarea necunoscutelor ce realizează minimul (24) se face prin metoda celor mai mici patrate.

Pentru problemele de programare liniară se cere nenegativitatea necunoscutelor.

Variabilele x și y reprezentînd o greutate și o viteză de numărare sînt într-adevăr nenegative ($x \geqslant 0$; $y \geqslant 0$).

Abaterile ε_i ($i = 1, \ldots, n$) pot fi transformate în variabile pozitive dacă se scriu :

$$\varepsilon_i = \varepsilon_i^+ - \varepsilon_i^- \quad \text{cu} \quad \varepsilon_i^+ \geqslant 0 \text{ și } \varepsilon_i \geqslant 0$$

ceea ce nu constituie un impediment deoarece algoritmele de rezolvare a problemelor de programare liniară sînt de așa natură încît ambele părți, pozitivă și negativă, nu sînt în același timp nenule, adică

sau $\varepsilon_i^+ \neq 0$ și $\varepsilon_i^- = 0$; sau $\varepsilon_i^+ = 0$ și $\varepsilon_i^- \neq 0$; sau $\varepsilon_i^+ = \varepsilon_i^- = 0$.

Efectuînd înlocuirile condiția de minim se scrie :

$$\text{minim} \left[\sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i^+ + \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i^- \right] \tag{25}$$

iar matricea problemei de programare liniară va fi :

$$\begin{pmatrix} R_1 & K_1^{(a)} & K_1^{(s)} & 1 & -1 & 0 & 0 & \ldots & 0 & 0 \\ R_2 & K_2^{(a)} & K_2^{(s)} & 0 & 0 & 1 & -1 & \ldots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & & & \\ R_n & K_n^{(a)} & K_n^{(s)} & 0 & 0 & 0 & 0 & \ldots & 1 & -1 \end{pmatrix} \tag{26}$$

Problema odată rezolvată cu ajutorul unui calculator electronic, va da cantitatea de aur dintr-un bidon sigilat [$X = m^{(a)}$] și abaterile ε_i care vor furniza un criteriu de verificare a preciziei determinărilor făcute.

Pentru fiecare bidon sigilat se va forma o problemă de programare liniară.

3.3.2. *Rezolvarea cu ajutorul metodei celor mai mici patrate.* Expresia (24) se mai scrie :

$$\text{minim } Z = \sum_{i=1}^{n} [R_i - K_i^{(a)} x - K_i^{(s)} y]^2. \tag{27}$$

Soluția ce realizează minimul este aceea care anulează derivatele parțiale în raport cu x și y, adică

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \sum_{i=1}^{n} -2\,K_i^{(a)}[R_i - K_i^{(a)}\,x - K_i^{(s)}y] = 0 \tag{28}$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = \sum_{i=1}^{n} -2K_i^{(s)}[R_i - K_i^{(a)}\,x - K_i^{(s)}y] = 0 \tag{28'}$$

sau

$$\sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,R_i - \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)} \cdot K_i^{(a)} \cdot x - \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)} \cdot K_i^{(s)} \cdot y = 0$$

$$\sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,R_i - \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)} \cdot K_i^{(a)}\,x - \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(s)} \cdot y = 0$$

ceea ce se mai scrie

$$\left[\sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(a)}\right] x + \left[\sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(s)}\right] y = \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,R_i$$

$$\left[\sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(a)}\right] x + \left[\sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)} \cdot K_i^{(s)}\right] y = \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,R_i \tag{29}$$

Sistemul (29) este un sistem liniar de două ecuații cu două necunoscute x și y care se determină cu formulele lui Crammer :

$$x = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,R_i & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(s)} \\ \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,R_i & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(s)} \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)} \cdot K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)} \cdot K_i^{(s)} \\ \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(s)} \end{vmatrix}}$$

$$y = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,R_i \\ \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,R_i \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(a)}\,K_i^{(s)} \\ \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(a)} & \sum_{i=1}^{n} K_i^{(s)}\,K_i^{(s)} \end{vmatrix}}$$

Pentru obținerea conținutului în aur al bidoanelor cu o precizie mai mare este bine să se efectueze o serie de activări și dezactivări succeive și de fiecare dată să se determine printr-una din metode, programare liniară sau metoda celor mai mici patrate, conținutul în aur al bidonului respectiv.

Se obține astfel o serie de estimații ale cantității reale de aur.

Dacă $m^{(a)}$ este cantitatea reală de aur iar $m_1^{(a)}$; $m_2^{(a)}$; ... $m_p^{(a)}$ este seria estimațiilor obținută din activări și dezactivări succesive atunci estimația absolut corectă a cantității reale de aur este media aritmetică

$$\overline{m}^{(a)} = \frac{\sum_{j=1}^{p} m_j^{(a)}}{p}. \tag{31}$$

Dacă mulțimea acestor estimații este normală atunci, în statistica matematică, se indică următorul interval de încredere pentru valoarea reală :

$$\left[\overline{m}^{(a)} - 1{,}96 \frac{S_m}{\sqrt{p}} ; \quad \overline{m}^{(a)} + 1{,}96 \frac{S_m}{\sqrt{p}} \right]. \tag{32}$$

Acest interval de încredere acoperă valoarea reală a conținutului în aur cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$, adică cu probabilitatea $P = 0{,}95$.

În formulele limitelor de încredere S_m reprezintă dispersia de selecție a estimațiilor conținutului în aur și are expresia :

$$S_m = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{p} [m_j^{(a)} - \overline{m}^{(a)}]^2}{p - 1}} \tag{33}$$

4. DISPOZITIVUL DE ACTIVARE, DETECTARE ȘI ECRANARE

Se va prezenta în cele ce urmează proiectul unei scheme de amenajare a sursei de neutroni a sistemului de detectare și numărătoare precum și pentru ecranarea bidoanelor activate.

4.1. *Proiectarea sursei de neutroni termici pentru activare.* În principiu este necesar să se folosească surse de neutroni cu randament mare.

În practica de laborator se folosesc curent sursele de $R_a + B_e$ sau $P_0 + B_e$ datorită pe de o parte randamentului mai mare iar pe de altă parte timpului de înjumătățire de asemenea mare (1550 a ; 140 d). În plus sursa $P_0 + B_e$ nu pune probleme de ecranare atît de complicate ca sursele bazate pe radiațiile γ.

De la aceste surse se obține un flux de neutroni $\Phi = (1 - 1{,}5) \cdot 10^7 \text{n/s}$ în tot unghiul solid. Sursele naturale dau neutroni rapizi, de aceea pentru a fi termalizați ($E = 0{,}025$ eV) se pun în calea lor nuclee cu mase aproximativ egale cu cele ale neutronilor. Astfel de nuclee sînt nucleele de hidrogen. Neutronii prin ciocnire cedează energie cinetică nucleelor de H și

devin neutroni termici. Ca moderator (material ce conține nuclee de hidrogen) se poate folosi apa, parafina, grafitul, apa grea.

În laborator este mai ușor să se lucreze cu parafină.

În cazul activării probelor sigilate (bidoane) propunem următoarea schemă de amenajare a sursei de neutroni (fig. 4).

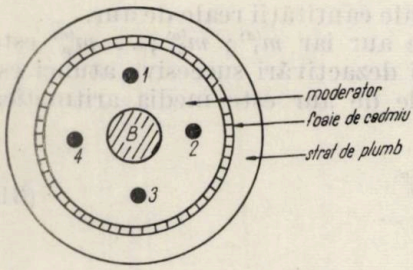


Fig. 4 — Schema de amenajare a surselor de neutroni.

B — puțul central pentru bidoane; 1, 2, 3, 4 — puțuri laterale pentru sursele de neutroni.

Într-o cutie cilindrică de lemn se toarnă parafină. În centru se face un puț de dimensiunile bidoanelor respective (*B*).

Radial, pe cele două axe rectangulare duse prin centrul puțului central, se fac alte patru puțuri în care se vor introduce sursele de neutroni. Aceste puțuri se localizează la aceeași distanță față de puțul central (pozițiile 1, 2, 3, 4).

S-au propus patru surse dispuse ca în figură pentru o iradiere cît mai uniformă a probelor ținînd cont și de faptul că probele nu sînt omogene în cuprinsul lor.

După încetinirea neutronilor cu ajutorul moderatorului este necesar să se facă ecranarea lor. Neutronii termici sînt foarte ușor absorbiți de cadmiu datorită izotopului Cd^{113} care are o secțiune eficace de captură mare :

$$\sigma_c = 1{,}9 \cdot 10^4 \text{ barn.}$$

Are loc următoarea reacție nucleară

$$C_d^{113} \ (n, \gamma) \ C_d^{114}$$

care duce la izotopul stabil Cd^{114} ceea ce este avantajos dar conduce și la producerea de cuante γ cu energii de 7,5 Me V.

Ceilalți izotopi stabili ai cadmiului se activează și ei însă datorită faptului că secțiunea lor eficace de captură este foarte mică, nu deranjează.

Radiațiile γ sînt absorbite într-un strat gros de Pb ce se adaugă la exterior.

Grosimea moderatorului, a foii de Cd și a plumbului se calculează, prin procedee cunoscute, în funcție de doza maximă permisă imediat în afara containerului sursei.

4.2. *Sistemul de detectare.* Caracteristicile tennice ale detectoarelor (amplitudinea pulsului, selectivitatea, puterea de rezoluție, geometria detectorului, eficacitatea, stabilitatea termică, durata de funcționare) impun alegerea sa în funcție de natura și energia radiațiilor emise de radioizotopul folosit precum și de condițiile de lucru specifice problemei. În cazul nostru proba activată poate fi presupusă ca o sursă de radiații β și γ (radiații datorate în principal izotopului 198 al aurului) ; sursă ce s-ar afla în

interiorul recipientului închis (bidon). Se impune măsurarea radiațiilor γ care fiind mai penetrante străbat recipientul. Detectorul este necesar să fie așezat sub recipient.

Datorită condițiilor speciale (așezarea recipientului, lucrul în laboratoare amenajate la mină) este necesar ca detectorul să fie robust, să aibă o viață lungă și să-și păstreze caracteristicile de funcționare într-un interval mai larg de variație a temperaturii.

Considerăm că pentru a răspunde acestor cerințe este necesar să se aleagă un detector cu scintilație (cristal fluorescent și fotomultiplicator) care are caracteristici tehnice superioare. Vom prezenta aceste caracteristici, bine cunoscute, în anexa III.

4.3. *Ecranarea locului de depozitare a bidoanelor activate.* Vom indica un procedeu pentru determinarea grosimii de ecranare a bidoanelor activate, necesar a fi depozitate.

Ne propunem să calculăm activitatea unui bidon în momentul scoaterii de la activare.

Să presupunem că activarea s-a produs în următoarele condiții:

$$r/x = 1\,;\ m = 100\ g\,;\ t = 10 \text{ minute}$$

unde r este raza suprafeței cristalului iar x este distanța sursă-contor.

Atunci

$$\Lambda = \frac{m\mathcal{N}\cdot\sigma_a\,\Phi}{\mathcal{A}}(1 - e^{-\lambda t_a}) =$$

$$= \frac{10^2\cdot 6\cdot 10^{23}\cdot 96\cdot 10^{-24}\cdot 4\cdot 10^7}{197}\left(1 - e^{-\frac{0{,}693\times 10}{2{,}7\cdot 60\cdot 24}}\right) =$$

$$= 197\cdot 10^4 \text{ dez/sec} = 53{,}5\ \mu\text{c}$$

Aceasta este activitatea unui singur bidon în momentul scoaterii de la iradiere, activitate dată cu preponderență de cantitatea de aur din interior. Activitatea recipientului de fier din care este confecționat bidonul se poate neglija datorită atît secțiunii sale de activare foarte mică $\sigma_a = 0{,}00098$ barn și a timpului de înjumătățire $T = 45$ d, mult mai mare decît al aurului, cît și timpului mic de iradiere. Se poate deci considera bidonul ca o sursă cu o activitate de cca 54 μc aflată în interiorul recipientului de fier și care datorită izotopului Au^{198} emite particole β cu energii 0,96 MeV și cuante γ cu energii de 0,411 MeV.

Ecranarea particolelor β este deja făcută de peretele de fier al recipientului.

Grosimea peretelui se calculează cu relația

$$R_{Fe} = \frac{(R\ \rho)_{Al}}{\rho_{Fe}} = \frac{0{,}77}{7} = 0{,}11 \text{ cm.}$$

Apare însă radiația de frînare de care trebuie ținut seama în continuare.

Energia fotonilor radiației de frînare se presupune că este egală cu energia maximă a electronilor.

$$W_\gamma = W_{max} \cdot \beta$$

Prin urmare se poate presupune că avem de-a face cu o sursă de radiații γ cu energiile 0,96 MeV și 0,411 MeV.

Ne punem problema ecranării acestei surse dacă doza corespunzătoare este mai mare decît doza maximă permisă.

Vom calcula doza biologică Γ în absența ecranului la distanța $x = 1$ m de sursă, utilizînd curba de dependență a funcției Γ_{1m} de energia fotonului.

Pentru $E_\gamma = 0{,}96$ MeV avem $\Gamma_{1m} = 0{,}55$ m·remi/h mc

Prin urmare

$$B_1 = 0{,}55 \times 8 = 4{,}4 \text{ m} \cdot \text{remi/8 h mc}$$

sau

$$B_1 = 4{,}4 \times 2{,}28 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{remi/8 h} \cdot 2{,}28 \ \mu c =$$

$$= 0{,}01 \text{ m.remi/8 h} \cdot 2{,}28 \ \mu c$$

Pentru cuante cu $E_\gamma = 0{,}411$ MeV se găsește

$$\Gamma_{1m} = 0{,}2 \text{ m} \cdot \text{remi/8 h mc și deci}$$

$$B_2 = 0{,}2 \cdot 8 \cdot 54 \cdot 10^{-3} = 0{,}09 \text{ m} \cdot \text{remi/8 h} \cdot 54 \ \mu.c$$

În total $B = B_1 + B_2 \approx 0{,}1$ m·remi/8 h și deci o doză mult mai mică decît doza maximă admisă.

Dacă se depozitează un număr mai mare de bidoane (de ex. 100 bucăți) atunci vom avea la distanța de 1 m, o doză

$$B = \sum_{i=1}^{100} B_i = 10 \text{ m} \cdot \text{remi/8 h}$$

mai mare decît doza maximă admisă.

În acest caz bidoanele trebuesc ecranate cu un perete de plumb a cărui grosime se determină cu ajutorul relației

$$B_{max} = B \, e^{-\mu x_0}$$

unde μ = coef. de atenuare iar x_0 = grosimea stratului de plumb.

Notînd

$$\frac{B}{B_{max}} = K \text{ se obține}$$

$$x_0 = \frac{\log K}{\mu \log e}.$$

Cum

$$K = \frac{10}{5} = 2 \text{ și } \mu = 0{,}075\ \rho\ \frac{\text{cm}^2}{\text{g}} = 0{,}075 \cdot 11{,}3 =$$

$$= 0{,}86\ \text{cm}^{-1} \text{ pentru cuante cu } 0{,}96 \text{ meV, avem}$$

$$x_0 = \frac{\log 2}{0{,}86 \log e} = 0{,}81 \text{ cm.}$$

Prin urmare un ecran de plumb cu o grosime de 1 cm poate ecrana o sursă de activitate echivalentă activității a 100 bidoane.

Trebuie deci să se amenajeze un depozit special pentru probele activate, ecranarea făcîndu-se în funcție de numărul maxim de probe și de activitatea lor maximă. În acest depozit probele (bidoanele) vor sta pînă la dezactivare.

ANEXA 1

DETERMINAREA TIMPULUI OPTIM DE IRADIERE

Vom indica un procedeu pentru determinarea timpului optim de iradiere a bidoanelor astfel încît să nu se activeze radioizotopii de viață lungă dar să se obțină o activitate net diferențiată de fond.

Notînd „f" fondul se pune condiția

$$g\ \Lambda\ e^{-\mu x_0} > f$$

unde $g = \dfrac{a}{4\pi x^2}\ \varepsilon \cdot s$ iar $e^{-\mu x}$ este un coeficient ce ține seama de atenuarea fascicolului de radiații datorită absorbției în materialul străbătut.

S-a notat

a = aria suprafeței de pătrundere a radiației în detector, perpendiculară pe direcția sursă-detector
x = distanța sursă-contor
ε = eficacitatea
s = factor de schemă
μ = coeficient de atenuare
x_0 = grosimea absorbantului.

Cum $a = \pi r^2$ (r fiind raza suprafeței cristalului), avem

$$\frac{r^2}{4x^2}\ \varepsilon \cdot s\ \frac{m \mathcal{N} \sigma_a \Phi}{\mathcal{A}} (1 - e^{-\lambda t_a}) \cdot e^{-\mu x_0} > f.$$

Notînd

$$E = \frac{r^2}{4x^2}\,\varepsilon \cdot s\,\frac{m \cdot \mathcal{N} \cdot \sigma_a\,\Phi}{\mathcal{A}}\,e^{-\mu x_0}$$

se poate scrie

$$1 - e^{-\lambda t_a} > f \cdot \frac{1}{E}$$

sau

$$e^{+\lambda t_a} > \frac{E}{E - f}$$

sau

$$t_a > \frac{\log E - \log (E - f)}{\lambda \log e}$$

punînd

$$\lambda = \frac{0{,}693}{T} \quad \text{și} \quad \log e = 0{,}4343$$

avem

$$t_a > 3{,}3218\ T \log \frac{E}{E - f}.$$

Pentru condițiile cele mai restrictive:

$$\frac{r}{x} = \frac{1}{10};\ \varepsilon = 0{,}1;\ m = 1\ \text{g Aur};\ S = 1;\ e^{-\mu x} = 0{,}1$$

și $\mathcal{N} = 6.10^{23}$; $\mathcal{A} = 197$; $\sigma_a = 96\ \text{barn} = 96.10^{-24}\ \text{cm}$,

$$\Phi = 4.10^7\ \text{n/cm}^2\text{s};\ T = 2{,}7\ \text{d} = 2{,}7.24.60^2\text{s}$$

se obține

$$t_a > 1935\ \text{sec.} \quad \text{sau} \quad t_a > 32\ \text{minute.}$$

Prin urmare se poate activa un timp suficient de scurt pentru a obține o activitate convenabilă.

ANEXA II

CALCULUL CONSTANTEI DE DEZINTEGRARE GLOBALE $\lambda^{(s)}$ A MATERIALULUI STERIL

Din zona în care aurul nativ a fost răzuit și introdus în bidoane, se ia o probă de steril și se introduce într-un nou bidon.

Această probă se activează în aceleași condiții ca și probele ce conțin aur, un timp de activare t_a.

Se construiește curba de dezactivare

$$R_t^{(s)} = R^{(s)} \cdot e^{-\lambda^{(s)} \cdot t}$$

unde $R^{(s)}$ este viteza de numărare inițială.

Dacă se logaritmează se obține:

$$\log \frac{R_t^{(s)}}{R^{(s)}} = -\lambda^{(s)} \cdot t \cdot \log e$$

Cum $\log e = 0{,}4343$, se va obține în final

$$\lambda^{(s)} = -2{,}302 \cdot \frac{1}{t} \log \frac{R_t^{(s)}}{R^{(s)}},$$

adică constanta de dezintegrare globală a probei de steril.

ANEXA III

CARACTERISTICILE DETECTORULUI CU SCINTILAȚIE

Detectoarele cu scintilație (cu cristal fluorescent și fotomultiplicator) sînt cel mai des utilizate în tehnica de laborator și în aplicațiile practice ale surselor de radiații nucleare.

Caracteristicile tehnice superioare ale acestor detectoare, caracteristici pe care le vom enunța în continuare, ne-au condus la ideea alegerii sale pentru rezolvarea problemei tratate în lucrare.

O primă caracteristică este amplitudinea pulsului care este de preferat să fie cît mai mare pentru a nu crea dificultăți în procesul de amplificare a lor în circuitul electronic auxiliar. Detectorul cu scintilație produce pulsuri cu amplitudini destul de mari — de la 0,1 la 1 V.

Contoarele Geiger-Müller produc pulsuri cu amplitudini mult mai mari (pînă la 15 V pentru contoarele cu vapori organici și pînă la 100 V pentru cele cu halogen) dar au dezavantajul, în primul rînd, că sînt complet

neselective, ori selectivitatea este a doua caracteristică importantă pentru detectarea radiațiilor ce interesează și eliminarea fondului de radiații. Detectorul cu scintilație este un detector selectiv.

Într-o problemă de genul celei tratate sînt necesare detectoare rapide adică detectoare cu putere mare de rezoluție în scopul detectării cu viteză foarte mare a unei particule după detectarea precedentei.

Timpul de rezoluție caracterizează un detector într-un circuit auxiliar (este vorba de timpul de la începutul unui puls, după care pulsul următor este înregistrat).

Detectorul cu scintilație este unul dintre cele mai rapide în acest sens.

În literatura de specialitate se arată că pentru calculul eficacității și pentru măsurarea activității este necesar să se utilizeze detectoare cu geometrie bine determinată.

Această geometrie este caracterizată prin „volumul sensibil" al detectorului adică prin spațiul în care o radiație ce trece produce un plus cu o probabilitate mare.

În special la detectoarele cu scintilație, datorită dimensiunilor precise ale cristalului, această geometrie poate fi bine determinată.

Pentru celelalte detectoare volumul sensibil nu este bine definit.

În funcție de volumul sensibil al detectorului se definește și eficacitatea sa ca raport între numărul de pulsuri măsurat într-un timp dat și numărul de particule ce au străbătut acest volum sensibil. Toate tipurile de detectoare au eficacitate de 100% pentru particule încărcate (electroni și helioni). În cazul radiațiilor γ doar detectoarele cu scintilație au o eficacitate mult mai mare deoarece nu este vorba de efectul gaz și efectul perete (efecte de absorbție) ci doar de efectul cristal.

De asemenea se consideră că detectoarele cu scintilație au o stabilitate termică mai mare (nu se modifică caracteristica de numărare cu variația temperaturii) și o durată de funcționare practic nelimitată. Celelalte contoare umplute cu gaz și cu perete de sticlă (contoarele proporționale sau Geiger-Müller) au durate limitate de funcționare fie din cauza reacțiilor chimice în gazul de umplere fie din cauza fragilității lor.

Detectorul cu scintilație este din acest punct de vedere unul dintre cele mai robuste detectoare motiv ce îl impune în utilizările practice de laborator și în special în cele ale unui laborator de teren, în apropierea exploatării miniere (cazul studiat).

BIBLIOGRAFIE

COSTA FORU, AL. MANILICI A. G., Metode radioactive și geochimice pentru obținerea *profilelor de sondă*. Editura tehnică, București, 1958.

ONCESCU MIRCEA, *Fizica protecției contra radiațiilor*. Editura Academiei R.S.R., București, 1958.

ZORILESCU DAN, *Metode matematice de analiză și decizie în geologie și minerit*. Editura tehnică, București, 1972.

MÉTHODES D'ÉSTIMATION DE LA QUANTITÉ D'OR DES BIDONS SCELLÉS PAR ACTIVATION ET PROGRAMMATION MATHÉMATIQUE

(RÉSUMÉ)

L'auteur donne des méthodes de détermination de la quantité d'or natif des bidons scellés utilisées au cas des exploitations aurifères. Le procédé consiste dans l'activation des bidons en conditions spéciales indiquées dans l'ouvrage et dans l'application de l'une des trois méthodes, a savoir : 1) méthode de la comparaison avec des épreuves étalon ; 2) méthode de la décomposition de la courbe de désactivation ; 3) méthode de la programmation linéaire.

On donne de même des indications concernant le système d'activation, de détection et d'écranage avec la détermination de l'intervalle de temps optimal d'irradiation, le choix du détecteur correspondant et le calcul de la constante globale de désintégration du matériau stérile récolté avec l'or natif.

CERCETĂRI SEISMICE ÎN SONDE PENTRU SARE[1]

DE

PAUL CRISTEA, PETRE CONSTANTINESCU, SEVER SPÂNOCHE

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș, nr. 1, București

1. INTRODUCERE

Cunoașterea cît mai exactă a morfologiei masivelor de sare este necesară în vederea programării unei exploatări judicioase, în depline condiții de siguranță, și atunci cînd urmează să se execute cavități riguros dimensionate și stabile în timp, destinate unor rezervoare subterane de hidrocarburi.

Cercetarea geofizică oferă un important volum de informații cu privire la acumulările de sare. Dintre metodele aplicate se pot cita : magnetometria (ridicări regionale), gravimetria (observații regionale și de detaliu), electrometria (sondaje electrice și magnetotelurice) și seismometria (profilare de refracție și de reflexie, cu sau fără folosirea acoperirilor multiple, seismo-sondaje, recepția dirijată reglabilă și măsurători seismice în sonde).

Eficiența și locul fiecărei metode geofizice în complexul cercetărilor întreprinse în diferite regiuni cu sare depind de particularitățile litologice și tectonice ale zăcămîntului și ale formațiunilor înconjurătoare. Este însă unanim recunoscut că cele mai sigure informații cu privire la forma diapirelor sînt oferite de măsurătorile seismice în sonde (Tumilovici, 1962; Kalamkarov et al., 1975).

Tehnica măsurătorilor este cunoscută și experimentată de un timp relativ îndelungat (Gardner, 1949), fără a fi însă aplicată pe scară largă.

În perioada actuală se constată o intensificare a activității de cercetări seismice în sondă datorită atît valorizării mai depline a forajelor adînci de explorare, cît și extinderii procedeului de exploatare prin dizolvare dinamică la zăcămintele de sare.

Dat fiind caracterul de noutate pentru țara noastră a acestei metode, considerăm utilă trecerea în revistă a cîtorva aspecte legate de metodica lucrărilor.

2. METODA CERCETĂRILOR SEISMICE ÎN SONDE

După cum este cunoscut, măsurătorile geofizice efectuate în subteran oferă informații mai sigure cu privire la proprietățile fizice ale rocilor și la particularitățile geometrice ale limitelor de discontinuitate (Tarhov et al., 1973). În particular, cercetările seismice în sonde conduc, pe baza înregistrării timpilor de propagare a undei directe, la determinarea mai corectă a poziției limitei dintre două medii, caracterizate de viteze diferite ale undelor seismice.

[1] Lucrare prezentată la cel de al IX-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței Globului în R. S. România, 1—4 noiembrie 1976.

2.1. *Metodica de teren.* Observaţiile se efectuează astfel încît dispozitivul de seismoreceptoare şi sursa de explozie să fie dispuse pe laturi opuse faţă de limita căutată.

În general, datorită simplităţii şi rapidităţii operaţiilor, se utilizează sistemul de observaţie bazat pe principiul seismocarotajului direct, care oferă posibilitatea efectuării unui număr foarte mare de înregistrări pentru acelaşi punct de explozie.

Înregistrările se pot realiza şi prin procedeul seismocarotajului invers : dezavantajul major al acestei tehnici constă în deteriorarea găurii de sondă, ceea ce exclude posibilitatea repetării exploziilor pentru completarea şi continuarea observaţiilor.

Oricare ar fi procedeul utilizat, amplasarea spaţială a binomului sursă-receptor este dictată de caracterul problemei structurale ce urmează a fi soluţionată.

Astfel, pentru precizarea formei şi extinderii părţii superioare a diapirului este necesară prezenţa unui foraj adînc în zona centrală a masivului (fig. 1a) sau la periferia lui, dar cu „talpa" în sare (fig. 1b).

Pentru stabilirea geometriei flancurilor masivului de sare sînt folosite frecvent sistemele de observaţie propuse de Musgrave (fig. 2). În acelaşi scop au fost efectuate înregistrări şi prin alte sisteme (Schulze şi Trappe, 1960 ; Konovalov, 1962).

În literatura de specialitate (Kalamkarov et al., 1975) sînt citate şi posibilităţile metodei seismice cu privire la stabilirea părţii inferioare a zonelor de revărsare laterală a sării. În acest caz sistemele de observaţie (fig. 3) implică existenţa a două foraje adînci care traversează aceste zone şi apoi rămîn în afara pilierului de sare. Atunci cînd deasupra masivului diapir se află un pachet gros de sedimente (fig. 3b), determinarea zonelor de revărsare şi a porţiunii imediat următoare a flancurilor trebuie să fie precedată de conturarea acoperişului sării.

Sistemele de observaţie arătate nu epuizează posibilităţile de amplasare a punctelor de explozie şi a seismoreceptoarelor ; ele pot fi diversificate şi adaptate variabilităţii situaţiilor geologice existente.

2.2. *Metodica prelucrării datelor.* Valorificarea măsurătorilor seismice în sonde implică obţinerea de informaţii cît mai exacte cu privire la viteza undelor seismice prin formaţiunile geologice investigate. Aceste informaţii sînt furnizate de carotajele acustice şi seismice.

În majoritatea cazurilor, pentru sare se admite parametrul v constant, iar pentru formaţiunile înconjurătoare fie viteză constantă, fie o lege de variaţie liniară a vitezei cu adîncimea (determinată pe baza informaţiilor obţinute în sondele din zona investigată).

Construcţia suprafeţei sării se poate face prin două procedee.

Primul procedeu presupune obţinerea hodografului orizontal şi vertical şi determinarea gradienţilor de timp respectivi (fig. 4). Pe baza acestora, folosind relaţiile :

$$\cos e_1 = \frac{\Delta t}{\Delta x} v_1, \qquad \cos e_2 = \frac{\Delta t}{\Delta h} v_2$$

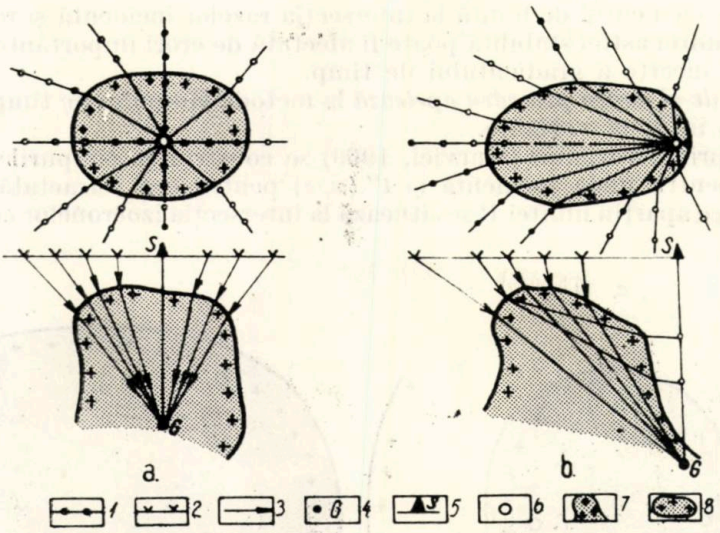


Fig. 1. — Amplasarea punctelor de explozie și a seismoreceptorului pentru determinarea părții superioare a masivelor de sare (Tumilovici, 1962).

1 — profil de observații; 2 — puncte de explozie; 3 — raze seismice; 4 — poziția seismoreceptorului de sondă; 5 — sonde pe profil; 6 — sonde în plan; conturul diapirului de sare; 7 — în secțiune, 8 — în plan.

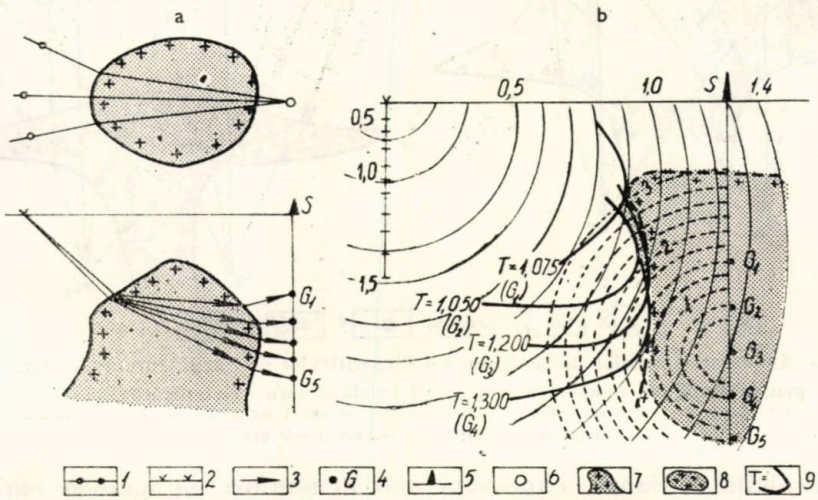


Fig. 2.— Sisteme de observație pentru precizarea geometriei flancurilor diapirului (Musgrave, 1960).

1 — profil de observații; 2 — puncte de explozie; 3 — raze seismice; 4 — poziția seismoreceptorului de sondă; sonde: 5 — pe profil, 6 — în plan; conturul diapirului de sare: 7 — în secțiune, 8 — în plan; 9 — curbe aplanatice.

se găsește elementul de limită la intersecția razelor incidentă și refractată. Poziția limitei astfel stabilită poate fi afectată de erori importante datorită evaluării incerte a gradientului de timp.

Cel de al doilea procedeu apelează la metoda cîmpului de timp și poate fi aplicat în două variante.

În prima variantă (Gurvici, 1966) se construiesc cîmpurile de timp $t'(x, z)$ pentru unda incidentă și $t''(x, z)$ pentru cea refractată (fig. 5). Punctele ce aparțin limitei R se situează la intersecția izocronelor cu aceleași valori.

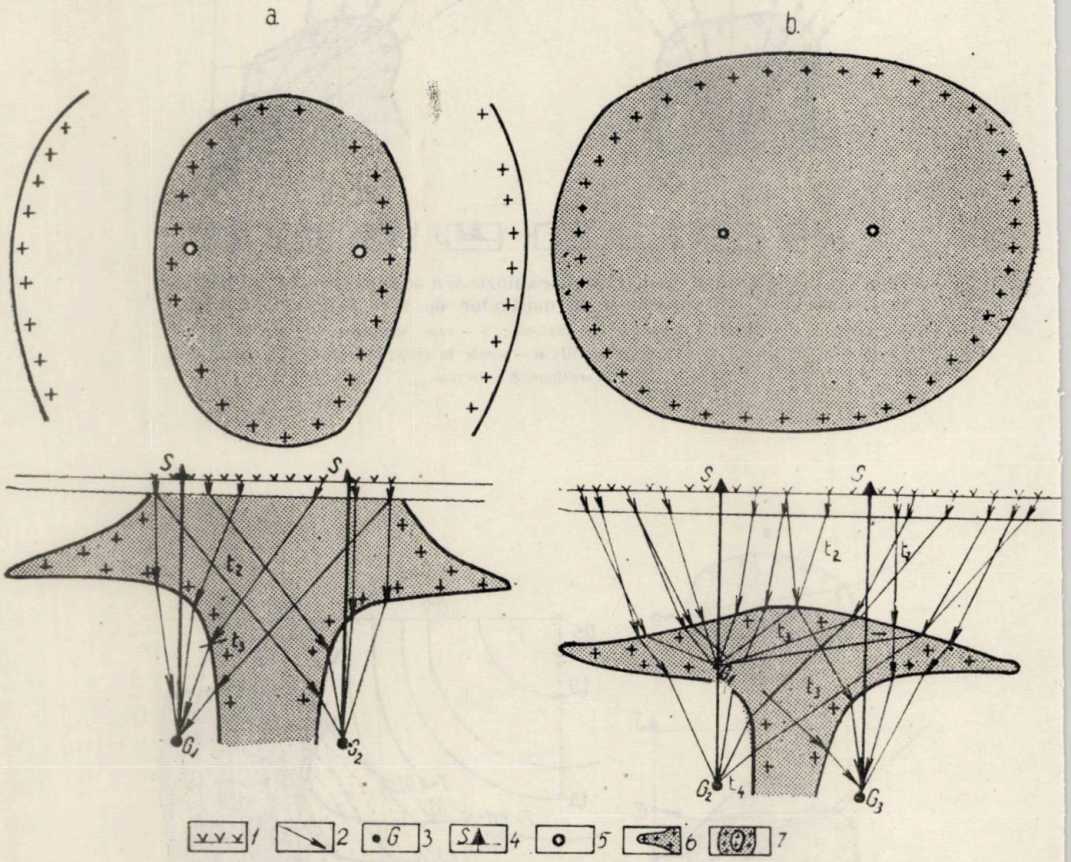


Fig. 3. — Amplasarea surselor de generare și a dispozitivelor de înregistrare a undelor seismice pentru stabilirea zonelor de revărsare laterală a sării (Kalamkarov, 1975).
1 — puncte de explozie; 2 — raze seismice; 3 — poziția geofonului de sondă; sonde: 4 — pe profil, 5 — în plan; conturul diapirului de sare: 6 — în secțiune, 7 — în plan.

Cealaltă variantă, cunoscută sub denumirea de metoda curbelor aplanatice (sau a liniilor limită), implică folosirea a două diagrame de izocrone, construite cu vitezele v_1 și v_2 care se fixează cu originea în punctul de generare, respectiv de recepție (fig. 2b). Locul geometric al intersecțiilor între izocronele a căror sumă este egală cu timpul observat definește în secțiune curba aplanatică, iar înfășurătoarea unor astfel de curbe, obținute

pentru diferite puncte de generare și recepție, reprezintă limita de separație între cele două medii.

Rezolvarea problemei în coordonate tridimensionale este mai com-

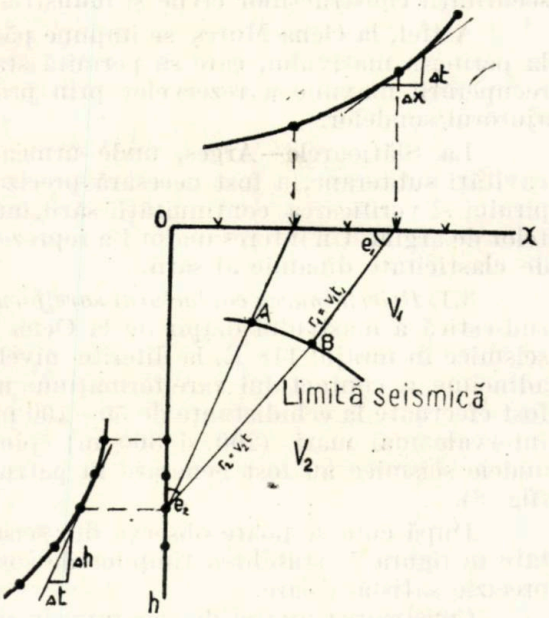


Fig. 4. — Determinarea limitei de refracție prin metoda gradienților de timp (Tumilovici, 1962).

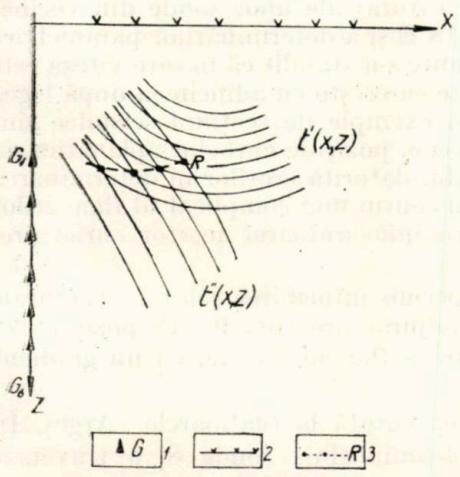


Fig. 5. — Construirea limitei de refracție prin procedeul cîmpurilor de timp (Gurvici, 1966).
1 — poziția seismoreceptorului de sondă; 2 — puncte de explozie; 3 — limita de refracție.

plicată, dar este posibilă dacă se iau în considerare trei plane : cel de observație și două plane în care se dispun fronturile undei incidente și ale celei de trecere (Musgrave et al., 1959 ; Tumilovici, 1962).

3. CERCETĂRI LA MASIVELE DE SARE OCNA MUREȘ ȘI SLĂTIOARELE—ARGEȘ

Cercetările seismice întreprinse în sonde la aceste două zăcăminte sînt legate de orientarea judicioasă a lucrurilor subterane și de asigurarea securității construcțiilor civile și industriale situate în apropiere.

Astfel, la Ocna Mureș se impune păstrarea unor pilieri de siguranță la periferia masivului, care să permită stabilitatea terenului în condițiile recuperării maxime a rezervelor prin procedeul dizolvării dinamice cu ajutorul sondelor.

La Slătioarele—Argeș, unde urmează să se execute dirijat unele cavități subterane, a fost necesară precizarea morfologiei flancurilor diapirului și verificarea continuității sării, implicit stabilirea poziției olistolitelor de argilă. Un interes major l-a reprezentat și determinarea modulului de elasticitate dinamic al sării.

3.1. *Determinarea contactului sare/formațiuni înconjurătoare.* În partea sud-estică a masivului diapir de la Ocna Mureș s-au efectuat măsurători seismice în forajul 118 E, la diferite nivele, pentru stabilirea evoluției în adîncime a contactului sare/formațiuni marno-grezoase. Observațiile au fost efectuate la echidistanțe de 50—100 m, pînă la 1.000 m adîncime și la intervale mai mari (200 și 300 m) pînă la talpa sondei (1 600 m); undele seismice au fost generate în patru locații, la adîncimea de 20 m (fig. 6).

După cum se poate observa din seismogramele centralizate, prezentate în figura 7, stabilirea timpilor de sosire a undei directe s-a făcut cu precizie satisfăcătoare.

Construirea limitei de separație în planul determinat de punctul de generare și axa sondei a impus cunoașterea vitezelor de propagare a undelor seismice pentru sare și pentru formațiunile adiacente. Aceasta s-a realizat prin valorificarea diagramelor de carotaj ale unor sonde din vecinătate, a seismocarotajului din sonda 118 E și a determinărilor parametrice în subteran. Pe baza rezultatelor obținute s-a stabilit că în sare viteza este 4300 m/s, iar în formațiunile adiacente ea crește cu adîncimea după legea $v(z) = 2\,100\,(1 + 0{,}0003\,z)$m/s. Cîteva exemple de secțiuni seismice sînt prezentate în figura 8. După cum se vede, pozițiile curbelor aplanatice au o distribuție relativ neregulată, probabil datorită erorilor în determinarea timpilor și a vitezelor și existenței unui contur mai complicat al flancurilor diapirului. Din această cauză trasarea înfășurătoarei acestor curbe prezintă o oarecare nedeterminare.

Secțiunile seismice obținute au permis întocmirea schiței structurale la nivelul limitei sare/formațiuni înconjurătoare (fig. 9). Dispoziția izobatelor evidențiază regimul de coborîre a flancului estic, cu un gradient mai puternic în partea de NE.

O lucrare asemănătoare a fost executată la Slătioarele—Argeș. În această zonă, în partea de nord a zăcămîntului, sonda S_1 a traversat masivul diapir pînă la 950 m adîncime, apoi a intrat în brecia sării și a străbătut pînă la 1 300 m formațiuni oligocene; sonda S_2, situată la aproximativ 200 m spre sud de precedenta, a întîlnit formațiunea cu sare de la suprafață pînă la 1250 m adîncime. Determinarea evoluției flancului sării

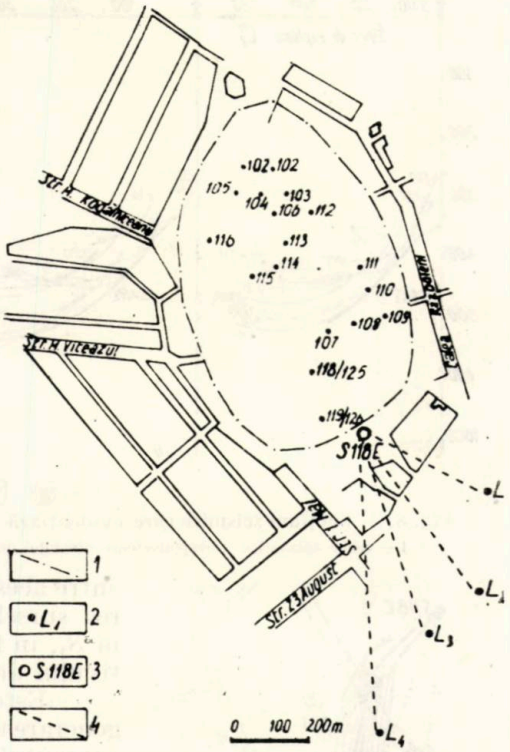


Fig. 6. — Schiță cu amplasarea în plan a dispozitivelor seismometrice la zăcămîntul de sare Ocna Mureș

1 — conturul părții superioare a masivului de sare; 2 — puncte de explozie; 3 — sonda în care s-a amplasat seismoreceptorul la diferite adîncimi; 4 — proiecția planului în care s-au efectuat înregistrări seismice.

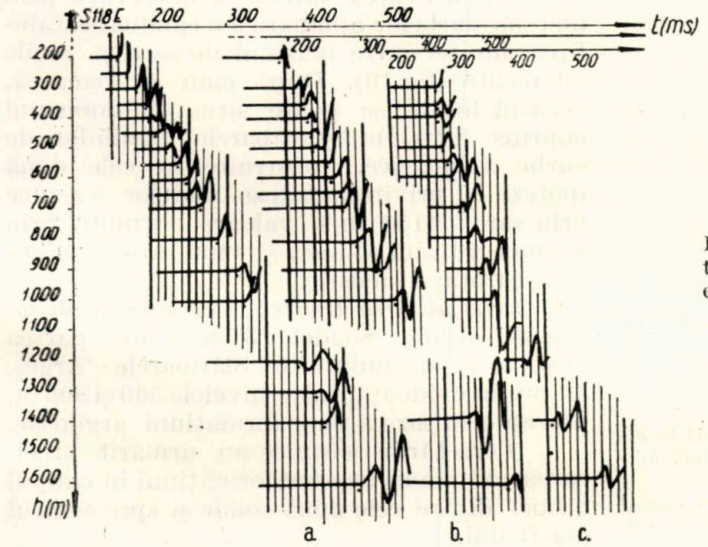


Fig. 7. — Seismograme centralizate pentru punctele de explozie $L_1(a)$ $L_2(b)$ și $L_3(c)$.

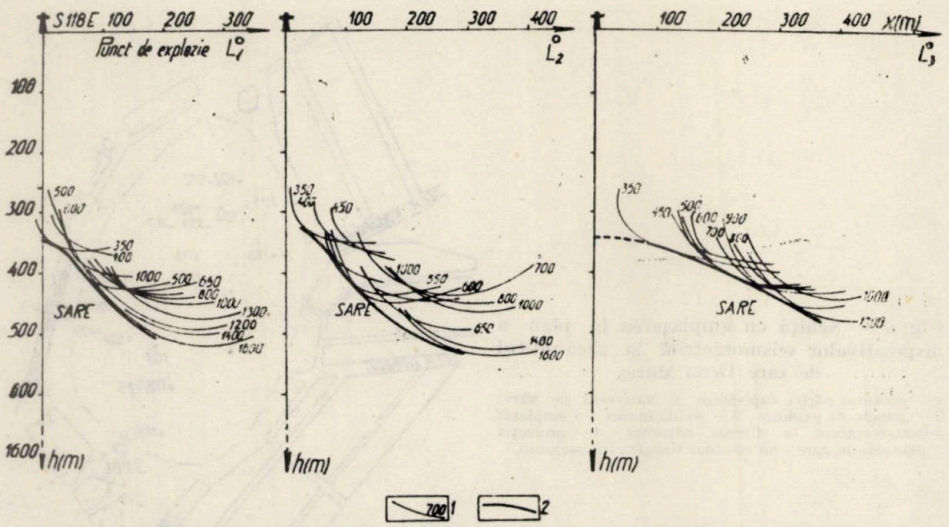


Fig. 8. — Secţiuni seismice care evidenţiază contactul sare/formaţiuni înconjurătoare.
1 — curbe aplanatice corespunzătoare nivelului de situare a geofonului; 2 — limită de refracţie.

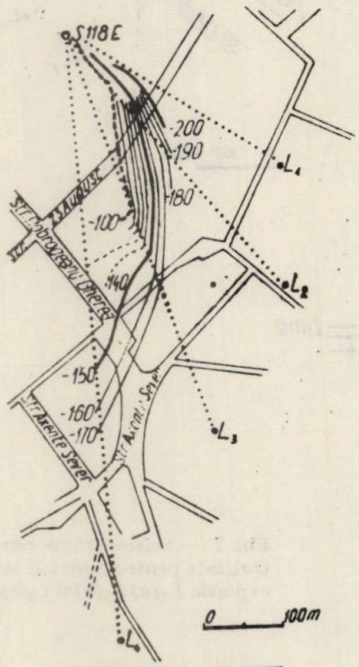


Fig. 9. — Schiţă structurală la nivelul limitei sare/formaţiuni adiacente.
1 — urma planului în care s-au efectuat măsurătorile seismice; 2 — izobate la nivelul limitei.

între aceste sonde s-a efectuat prin amplasarea surselor de generare a undelor seismice în S_1, în formaţiunile oligocene, şi a dispozitivului de înregistrare în S_2, în sare.

Este important de arătat că pentru generarea undelor seismice s-a utilizat echipamentul de perforare „tip JET 80" (cu încărcături de cca 200 grame hexogen), care a permis înregistrarea clară a undelor seismice pînă la distanţa de 500 m.

Valorificarea datelor de observaţie prin metoda curbelor aplanatice a condus la stabilirea limitei între masivul de sare şi rocile adiacente (fig.10). După cum se remarcă, această limită se poate situa în domeniul cuprins între înfăşurătoarele familiilor de curbe aplanatice, construite în cele două ipoteze cu privire la viteza undelor seismice prin sare: 4150 m/s, valoare obţinută prin seismocarotajul direct, şi 4400 m/s, stabilită prin carotajul acustic.

3.2. *Determinarea limitei între sare şi olistolite de argilă.* Sondele 3 şi 4 din partea vestică a zăcămîntului Slătioarele—Argeş, au pus în evidenţă, între nivelele 500 şi 800 m, prezenţa în sare a unor formaţiuni argiloase.

Cercetările seismice au urmărit precizarea extinderii acestor formaţiuni în cîmpul minier dintre cele două sonde şi spre centrul masivului.

Unele măsurători au fost executate în sonda 4, utilizîndu-se puncte de explozie la suprafaţă, altele în sonda 3, sursele de generare fiind amplasate

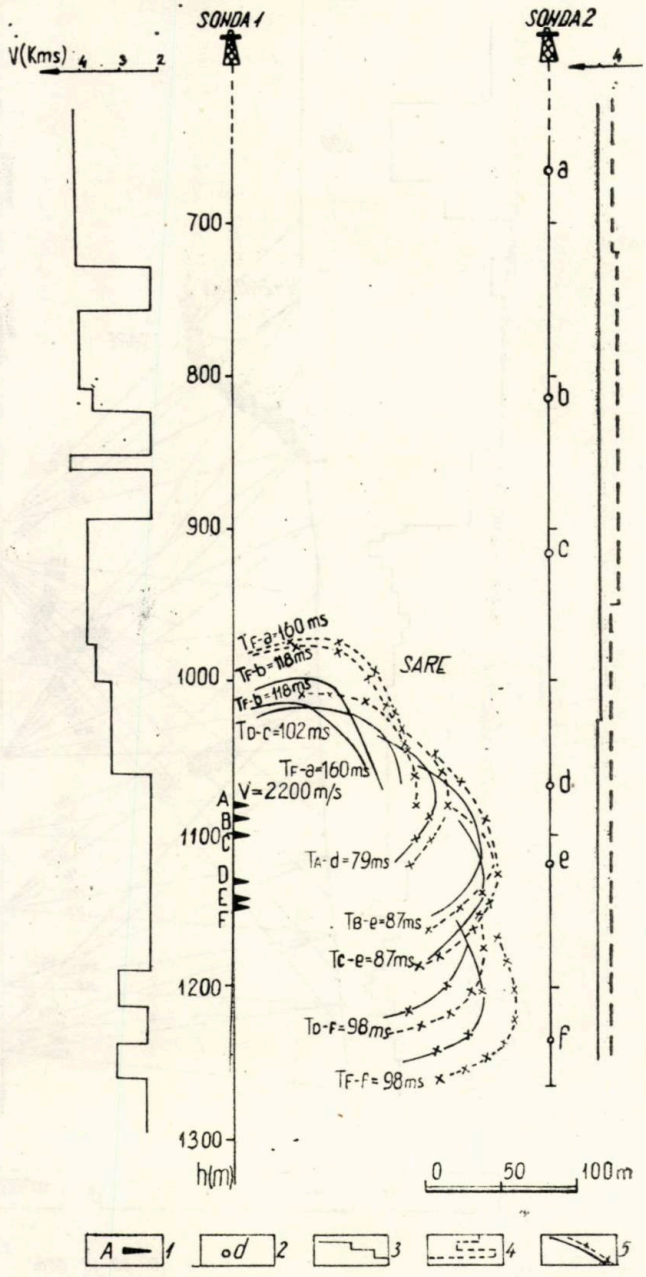


Fig. 10. — Determinarea limitei sare/formaţiuni adiacente între sondele 1 şi 2 Slătioarele-Argeş.

1 — puncte de explozie; 2 — seismoreceptor de sondă; valori ale vitezelor undelor seismice stabilite prin: 3 — carotaj acustic, 4 — seismocarotaj; 5 — domeniu de situare a limitei sare/formaţiuni adiacente.

în forajul 4. Recepţia undelor seismice a fost efectuată cu o garnitură de două geofoane (dispuse la 50 m). ceea ce a permis o mai bună evaluare a timpilor de propagare.

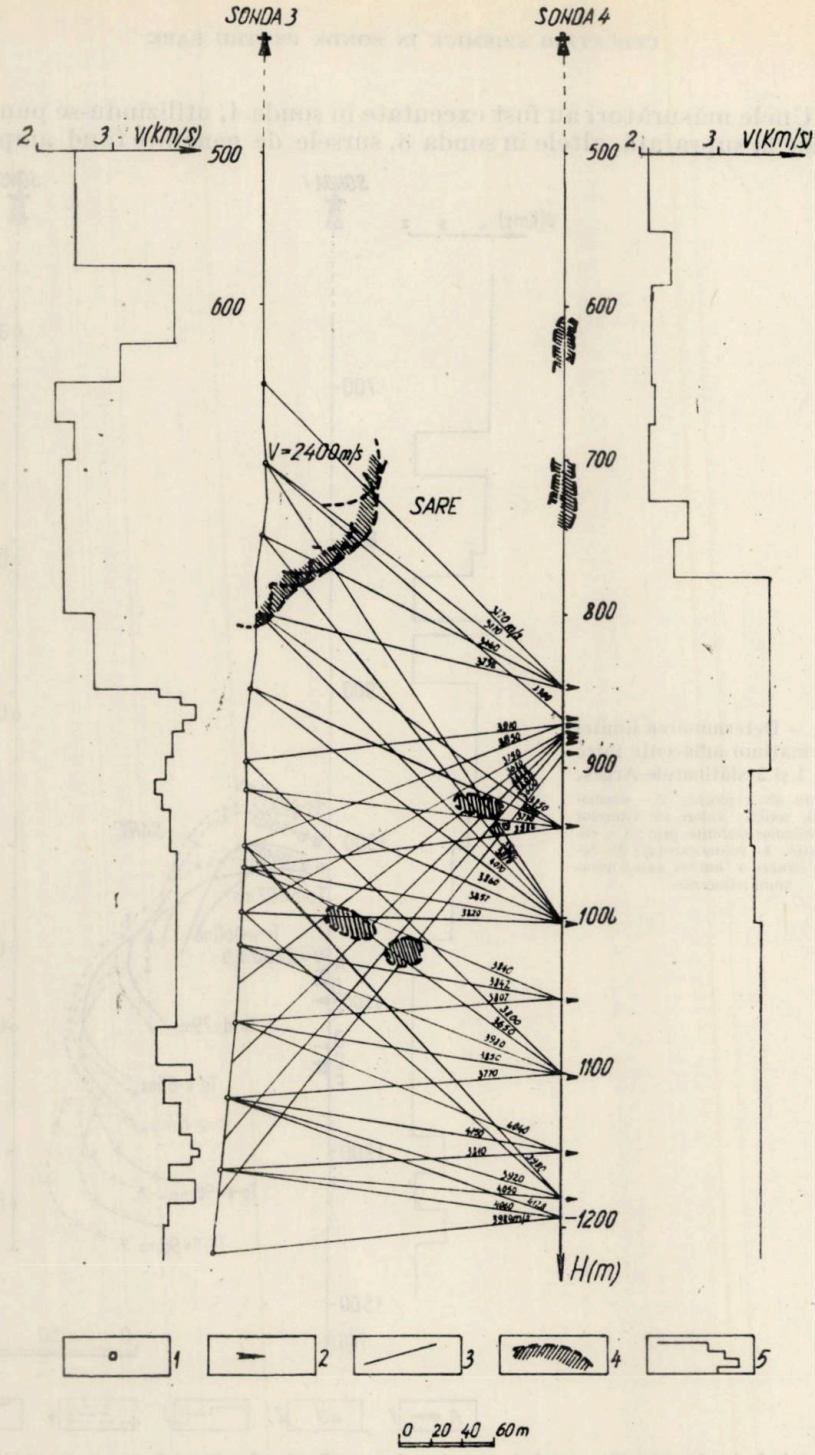


Fig. 11. — Măsurători seismice între sondele 3 și 4 Slătioarele — Argeș.

1 — nivelul de situare a geofonului de sondă; 2 — puncte de explozie; 3 — raze seismice; 4 — corpuri de argilă; 5 — diagrame de carotaj acustic.

Prelucrarea datelor de observaţie a fost efectuată prin metoda curbelor aplanatice. Limita dintre olistolit şi sare, din apropierea sondei 4, s-a determinat cu ajutorul vitezelor rezultate din carotajul acustic şi cel seismic; în cazul seismografierii părţii inferioare a olistolitului interceptat de sonda 3 s-au folosit vitezele deduse din timpul de parcurs a undei directe între cele două foraje.

Rezultatele obţinute (fig. 11) conduc la concluzia că între olistolitele interceptate nu există continuitate; ca urmare, acumulările de argilă au o dezvoltare relativ redusă pe orizontală, mai ales în jurul sondei 4.

3.3. *Determinarea continuităţii sării şi a modulului de elasticitate dinamic.* După traversarea zonei cu intercalaţii argiloase, sondele 3 şi 4, menţionate mai înainte, interceptează formaţiunea sării.

Fiind necesară stabilirea continuităţii sării în intervalul 900—1250 m, s-a considerat că unele informaţii, în această direcţie, pot fi aduse de cercetarea seismică. Ca urmare au fost executate măsurători între cele două foraje, la diferite nivele (fig. 11), înregistrîndu-se unde directe longitudinale şi transversale. Un rol deosebit l-au avut undele transversale (fig. 12),

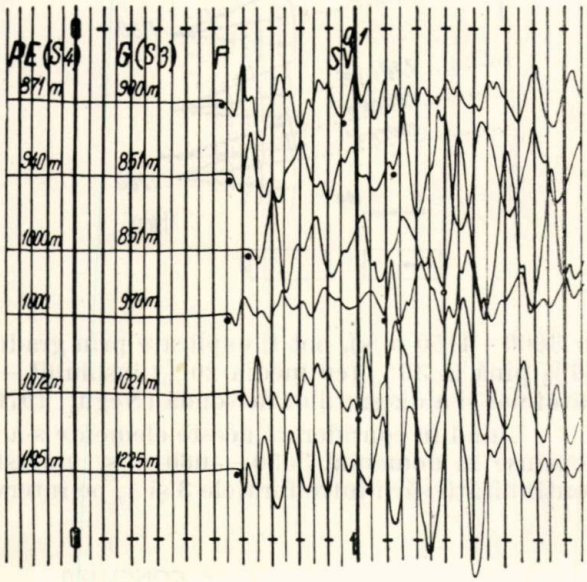


Fig. 12. — Seismograme centralizate cu înscrierile undelor seismice P şi SV.

interpretate ca unde SV (Puzîrev et al., 1973), care au oferit posibilitatea determinării modulului de elasticitate dinamic (Ed).

După cum se remarcă în figura 11 vitezele corespunzătoare diferitelor direcţii sînt comparabile. Există totuşi unele dintre acestea de-a lungul cărora sînt mai reduse, fapt ce se poate datora intercalaţiilor argiloase. Prezenţa intercalaţiilor este confirmată şi de distribuţia valorilor mediate ale modulului de elasticitate dinamic (Arandelovici, 1970), care pe aceleaşi direcţii evidenţiază valori mai mici ale acestui parametru (fig. 13).

Este de menţionat faptul că pentru sare valorile modulului de elasticitate şi ale vitezelor undelor seismice întîlnite în literatură (Gurvici, 1964; Cornea et al., 1973) sînt mai mari decît cele determinate la Slătioarele—Argeş. Aceste valori reduse (Ed = 210—280 t/cm², V_p =

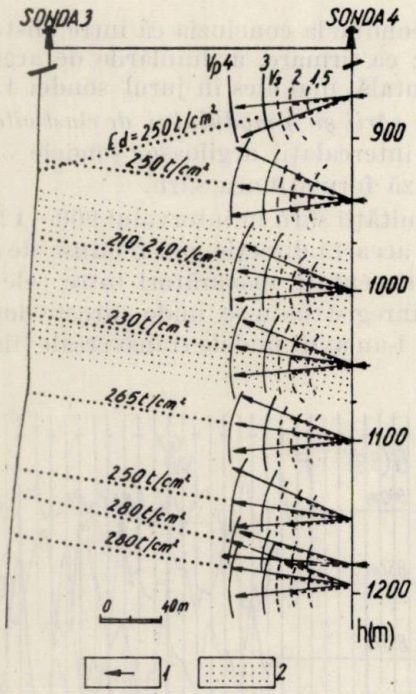


Fig. 13. — Diagrame cu vitezele undelor longitudinale şi transversale şi cu valorile modulului de elasticitate dinamic (Ed).

1 — punct de generare; 2 — domeniu cu valori mai mici ale parametrului Ed.

= 3600—4150 m/s), pot fi explicate prin gradul scăzut al purităţii sării — 16% pînă la 30% (cu media 20%) insolubil — pus în evidenţă de analiza carotelor şi a diagrafiilor de sondă (Neguţ, 1976).

Luînd în considerare aceste elemente s-a admis că existenţa vitezelor cuprinse în domeniul 3650—4060 m/s, nu este în contradicţie cu ideea continuităţii sării între forajele 3 şi 4, pe intervalul studiat.

4. CONCLUZII

Cercetările efectuate la masivele Ocna Mureş şi Slătioarele—Argeş au arătat că prin măsurători seismice în sonde se pot rezolva unele probleme geologice legate de zăcămintele de sare, dintre care menţionăm: determinarea morfologiei flancurilor diapirului, delimitarea olistolitelor de argilă şi evaluarea constantelor de elasticitate ale sării.

Pe de altă parte, rezultatele obţinute sugerează posibilitatea aplicării acestei metode şi în cazul altor acumulări de subtanţe minerale solide, utilizîndu-se observaţii în galerii, camere de exploatare sau puţuri.

Cu privire la metodologia lucrărilor considerăm că, în viitor, puterea de rezolvare poate fi îmbunătăţită prin : mărirea gradului de detaliu al observaţiilor, cunoaşterea cît mai exactă a distribuţiei de viteze, elaborarea unor procedee de prelucrare automată a datelor. Un rol important îl va avea utilizarea unor instalaţii moderne de generare şi înregistrare a undelor seismice cum sînt echipamentele bazate pe efectuarea, la adîncimi mari, a descărcărilor electrice în lichide sau a combustiei rapide a unor gaze, respectiv aparatura seismică cu înregistrare magnetică (cu posibilităţi de însumare) şi dispozitivele de observaţie cu 5—6 geofoane de sondă.

BIBLIOGRAFIE

1. Arandelovici D. (1969—1970) Geophysics in civil engineering Vesnik Zavoda za Godoska i Geofizika istrazivanja. Seria C, nr. 10—11, p. 213—218.
2. Cornea I., Spânoche S., Cristea P., Mihaela Mormu (1973) Cercetări seismice în subteran şi la suprafaţă pentru zăcămintele de sare gemă de la Slănic Prahova şi Ocna Dejului. St. cerc. geol. geofiz., seria geofiz., t. 11, Edit. Acad. R.S.R., p. 35—49.
3. Gardner L., (1949) Seismograph determination of salt dome boundary using detector deep on dome flank Geophysics, V. 14, p. 29—38.
4. Gurvici I., I. (1966) Interpretaţia godografov prohodiascih voln. Seismorazvedka, izd. Nedra, p. 591—594.
5. Gurvici I., I. (1964) Gheologhiceskie osnovî seismorazvedki. Seismorazvedka, izd. Nedra, p. 51—59.
6. Kalamkarov L., V. Safranov A., P., Tumilovici N., I., Martovskii G. (1975) Metodika gheofiziceskih issledovanii oblaste razvitia solianoi tektoniki. Izd. Nedra, cap. I, par. 4, p. 36—59.
7. Konovalov M., M. (1962) Prostranstvennaia interpretaţia dannîh skvajinnoi seismorazvedki. Prikl. gheofiz. vîp. 34, p. 69—75.
8. Musgrave A., W., Wolley W., C. şi Helen Gray (1960) Outlining of salt masses by refraction method. Geoph., 25, nr. 1, p. 141—167.
9. Puzîrev N., N., Trigubov A., Lebedeva G., N. (1973) Experimentalnîe i teoreticeskie issledovania otrajennîh voln. Trudî institut gheologhi i gheofiziki AN SSSR Sib. ot., p. 5—28.
10. Schulze G., A., Trappe H., I. (1956) Determinarea pereţilor masivelor de sare cu ajutorul metodelor seismice. Erdöl und Kohle, caiet 9. Trad. în NGG, nr. 28, mai 1960.
11. Tarhov A., G., Bondarenko V., M., Kovalenko V., F., Lahtionov M., O., Mudretova E., A., (1973) Podzemnaia gheofizika — izd. Nedra, p. 5—11.
12. Tumilovici N., I., (1962) Interpretaţia dannîh skvzvajinnoi seismorazvedki na kupolah iujnoi Embî. Prikl. gheofiz., vîp. 34, p. 56—68.

RECHERCHES SEISMIQUES DANS DES PUITS POUR SEL

(RÉSUMÉ)

Au début on présente la technique des enregistrements dans des puits et l'interprétation des données d'observation.

On expose ensuite des aspects concernant l'application expérimentale de cette méthode sur les diapires de Ocna Mureşului et Slătioarele—Argeş. On y a réussi à préciser la morphologie des massifs de sel, la présence des hollistolites et à déterminer le module dynamique d'élasticité du sel.

Les résultats obtenus ont servi à l'élaboration d'un plan d'exploitation rationelle du sel, en toute sécurité.

APLICAREA PROSPECȚIUNII SEISMICE DE REFLEXIE LA CERCETAREA PLATFORMEI CONTINENTALE ROMÂNEȘTI A MĂRII NEGRE

DE

V. VARODIN *)

INTRODUCERE

Necesitatea creșterii rezervelor de energie ale globului, a îndreptat cercetările geologilor petroliști spre suprafețele acoperite cu apă și în primul rînd spre platformele continentale.

Aceste preocupări, sînt susținute de perspectivele pe care le deschid marile suprafețe subacvatice de aproape 70% din suprafața globului. Considerînd numai platoul continental, accesibil stadiului actual al tehnicii, cuprins între 0—200 m adîncime de apă, acesta cuprinde o suprafață de $27{,}5 \cdot 10^6$ km² adică 7,6% din totalul oceanelor sau 18% din suprafața uscatului [11].

Dacă se admite că din aceasta numai $10 \cdot 10^6$ km² oferă perspective petroliere favorabile, aceasta reprezintă 18% din suprafața bazinelor sedimentare emerse.

Costul ridicat al lucrărilor de foraj marin, de peste 10 ori mai mare față de uscat, a determinat ample prospecțiuni geofizice marine pentru detectarea și conturarea cît mai precisă a zonelor de interes petrolier.

Cercetarea domeniului marin prin mijloace geofizice a impus preocupări susținute de adaptare și perfecționare tehnică a metodelor geofizice la lucru în zone acoperite cu apă.

Dintre metodele geofizice, seismica marină numerică, adaptată și perfecționată ca metodă de lucru „în mers" cu tehnici de generare, detecție, înregistrare și poziționare bine puse la punct, precum și cu un sistem complex de prelucrare a informațiilor, prin volumul mare de date ce-l furnizează iar în ultimul timp și prin posibilitatea utilizării ei ca metodă directă prin aplicarea tehnicii „bright spots", a stat și stă la baza cercetării platformelor continentale.

Ca urmare a unei intense cercetări geofizice pe șelfurile continentale a peste 70 de națiuni, producția furnizată de zăcămintele marine la finele anului 1972 reprezenta 17% din producția totală de pe glob, iar rezervele estimate pentru aceste zone la 20% din rezerva mondială totală [5].

Statistici recente arată că producția din zonele subacvatice a crescut în 1973 cu 11% față de 1972.

Pentru anul 1980 se estimează ca producția obținută din zonele marine să reprezinte pînă la 40% din producția mondială totală.

---

*) Întreprinderea de Prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi — Str. Coralilor nr. 20 — București.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 15, P. 151—165, BUCUREȘTI, 1977

PARTICULARITĂȚI ALE PROSPECȚIUNILOR SEISMICE MARINE

Stratul de apă în care se efectuează generarea și înregistrarea undelor seismice, determină particularitățile seismicii marine [5]. Aceste particularități se referă la :

— omogenitatea condițiilor de generare și recepție ce conduc la calitatea superioară a materialului seismic;

— simplificarea tabloului ondular generat prin lipsa undelor transversale;

— absorbția redusă a undelor seismice de ordinul 10^{-4} db/λ față de cîțiva db în sedimentar fapt ce permite propagarea în subsol a unui spectru mai complet;

— posibilitatea variației adîncimii la care se amplasează detectoarele, fapt ce permite reducerea nivelului de zgomot;

— apariția, în anumite condițiuni, a efectului de bulă, fenomen nedorit echivalent cu emisiuni secundare de energie ca urmare a pulsației bulei de gaze rezultate în urma exploziei [3];

— apariția fenomenului de reverberație ca urmare a faptului că stratul de apă cuprins între două limite cu impedanțe acustice mari, se comportă, ca o capcană pentru energia seismică generată în el, fenomen ce se manifestă pe înregistrări sub forma unor trenuri de sinfaze ce acoperă informația utilă [1];

— necesitatea folosirii de vapoare special amenajate ce au permis adaptarea seismicii la operații continui „în mers".

Regularitatea lucrului și automatizarea operațiilor au permis realizarea unor lucrări de calitate și a unor randamente ridicate la prețuri relativ scăzute. Aceste avantaje sînt limitate uneori de factorul meteorologic care în Marea Neagră datorită vitezei mari de „montare" , determină frecvente opriri ale activității.

Prospecțiunile seismice marine se pot desfășura pînă la un grad de montare de 4 bari ce corespunde la amplitudini ale valurilor de pînă la 1,25 m [5].

Navele sînt supuse la puternice solicitări din partea valurilor, curenților, vînturilor, existînd dificultăți mari în localizarea, menținerea lor și a cablului cu hidrofoane în planul vertical al profilului.

De asemenea un efect supărător, important îl are răul de mare asupra personalului.

ECHIPAMENTE ȘI TEHNICA DE TEREN FOLOSITĂ

Operațiile care constituie metodica de lucru în seismica terestră, principial se regăsesc în seismica marină, totuși realizarea lor practică este diferită. Orientarea în larg, generarea și recepționarea undelor elastice, constituie fiecare în parte realizări specifice prospecțiunii pe mare ca urmare a particularităților prezentate în capitolul anterior.

În prospecțiunea seismică de pe Marea Neagră s-a utilizat următorul echipament [7]:

— nava spărgător de ghiață „VOINICUL" deplasament 500 to.;

— sistemul de orientare hiperbolic HI=FIX;

— sistemul de generare tip FLEXOTIR ;
— cablul seismic tip streamer (1600 m) ;
— echipament de înregistrare magnetic :
— analogic GSC FM—111 ;
— digital GSC—1700 ;
— echipament de înregistrare a adîncimii fundului, tip sonor vertical ;
— echipament de manevrare tip I.P.G.G.H. :
— troliul cablului seismic ;
— macara manevrare FLEXOTIR.

ORIENTAREA ȘI LOCALIZAREA MĂSURĂTORILOR

La determinarea poziției punctelor de observație în lucrările seismice de pe Marea Neagră s-a ales sistemul de radionavigație hiperbolic HI—FIX din clasa Decca Navigator care permite localizarea înregistrărilor determinînd diferențele de distanțe între puncte cunoscute de pe țărm și un punct necunoscut mobil (vasul de prospecțiuni) de pe mare, prin măsurarea timpului de propagare al undelor electromagnetice.

Sistemul folosește procedeul de măsurare al fazelor și metoda de separare în timp a semnalelor. În acest procedeu (fig. 1), se utilizează un

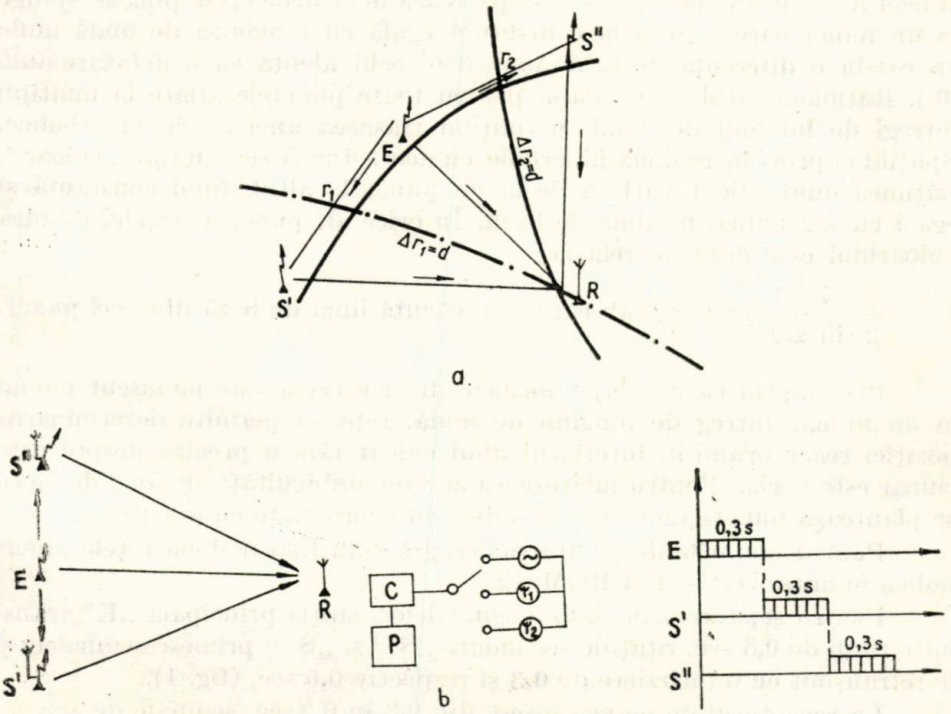


Fig. 1 — Sistemul de radionavigație HI—FIX
a) procedeul măsurării fazelor ;
b) separarea în timp a semnalelor.

emiţător principal de impulsuri „E", unul secundar „S" care recepţionează şi retransmite semnalele din „E", amplasate pe ţărm, precum şi un receptor de semnale „R" amplasat pe vas [8].

Semnalele transmise de emiţătorul principal şi cele retransmise de staţia secundară sînt recepţionate pe vas, unde se măsoară diferenţa de fază corespunzătoare diferenţei de timp parcurs. Diferenţa de distanţă (Δr) dintre cele două puncte de pe ţărm (E, S) şi vas este dată de relaţia :

$$\Delta r = V \cdot \Delta t - B$$

B = distanţa dintre staţiile de pe ţărm (linia de bază).

Locul geometric al punctelor cu diferenţă de distanţă constatată, formează o familie de hiperbole avînd ca focare staţiile de emisie de pe ţărm.

Pentru determinarea poziţiei vasului este necesar un al doilea grup similar de staţii care determină o a doua familie de hiperbole. Obişnuit se folosesc numai trei staţii, emiţătorul principal E fiind comun. Coordonatele hiperbolice ale vasului se determină prin intersecţia celor două familii de hiperbole ,care constituie reţeaua HI—FIX.

Pe axa mediatoare a liniei de bază, toate punctele au faza egală şi deci $\Delta\varphi = 0$. Pe măsură ce se depărtează defazările cresc pînă se ajunge la un punct care se află la o distanţă egală cu lungimea de undă unde va exista o diferenţă de fază $\Delta\varphi = 360°$ echivalentă cu o defazare nulă (0°). Raţionamentul este valabil pentru toate punctele aflate la multipli întregi de lungimi de undă, permiţînd trasarea unei reţele hiperbolice. Spaţiul cuprins între două hiperbole cu aceeaşi fază se numeşte „culoar". Lăţimea unui culoar variază de la un punct la altul, fiind constantă şi egală cu $\lambda/2$ numai pe linia de bază. În orice alt punct al reţelei lăţimea culoarului este dată de relaţia :

$$L = \frac{\lambda}{2 \sin \alpha/2}, \quad \alpha = \sphericalangle \text{ sub care este văzută linia de bază din acel punct.}$$

Prin faptul că decalajul de faze dintr-o reţea este cunoscut numai la un număr întreg de lungimi de undă, reţeaua permite determinarea poziţiei receptorului în interiorul unui culoar fără a preciza despre care culoar este vorba. Pentru înlăturarea acestei ambiguităţi, în zona de lucru se plantează puncte de control (balize) cu coordonate cunoscute.

Pentru lucrările de pe Marea Neagră s-au folosit două reţele hiperbolice numite ROM—1 şi ROM—2.

Pentru separarea în timp a semnalelor, staţia principală „E" transmite timp de 0,3 sec. Staţiile secundare „S′" şi „S″" primesc semnalele şi le retransmit cu o întîrziere de 0,3 şi respectiv 0,6 sec. (fig. 1).

La receptorul de pe vas sosesc din 0,3 în 0,3 sec. semnale de aceeaşi frecvenţă. Selectarea semnalelor sosite se face cu ajutorul unui programator şi comutator („P" + „C"). Semnalele sînt comparate la intervale

de 0,3 sec., determinîndu-se defazările la două fazometre care comandă mișcarea peniței și respectiv a hîrtiei unui plotter, în paralel cu un teleimprimator ce dă în orice moment coordonatele hiperbolice ale poziției vasului. De la coordonatele hiperbolice se poate apoi trece la coordonatele în proiecția Mercator prin calcule ce se efectuează cu ajutorul calculatorului numeric.

Precizia sistemului HI—FIX utilizat, definită ca raza cercului în interiorul căruia poate fi stabilită poziția unui punct cu o probabilitate dată (90%) a depins de erorile aleatoare și sistematice ce însoțesc măsurătorile factorilor componenți ai sistemului.

Repetabilitatea sistemului HI—FIX utilizat se definește ca distanța maximă la care se poate afla punctul în care se regăsesc coordonatele HI—FIX față de punctul în care au fost măsurate inițial cu o probabilitate de 90%.

Înaintea utilizării rețelei de radionavigație s-a efectuat operația de calibrare a ei constînd din determinarea diferențelor între valorile teoretice (calculate) și cele reale (observate) ale coordonatelor HI—FIX în diverse locații din zona de lucru. Operația se realizează prin vizarea, cu teodolite de pe țărm, a antenei vasului cu citirea simultană a coordonatelor hiperbolice ale vasului [8].

Se fac reprezentări grafice pentru fiecare stație secundară avînd în abscisă valoarea calculată a coordonatelor hiperbolice iar în ordonată diferența dintre valorile calculate și observate (C—O). Panta dreptei este funcție de raportul vitezelor de propagare adoptată în calcul și cea reală. Tăietura la origine este constanta de calibrare a rețelei (constanta de monitor) cu care se corectează emițătoarele secundare.

SISTEMUL DE GENERARE

La alegerea sistemului de generare a undelor seismice în prospecțiunea de pe Marea Neagră, s-au luat în considerație, nivelul de energie necesar, reducerea efectului de bulă, protejarea vieții marine ritm de emisie ridicat, evitarea altor tipuri de zgomote perturbante [2, 4]. Aceste considerente au condus la achiziționarea sistemului de generare „FLEXOTIR" patent al Institutului Francez de Petrol. Sistemul realizează detonarea în apă a unei cantități mici de explozivi (50—100 gr) în interiorul unei sfere metalice perforate situată la 10—12 m adîncime.

Principalele părți componente ale sistemului, ilustrat în figura 2 sînt [2, 6]:

— ecranul sferic de oțel prevăzut cu perforațiuni circulare în care se produce explozia;

— furtunul flexibil prin care cartușul situat într-un tub de plastic este împins de apă în centrul sferei;

— dispozitivul de încărcare a sistemului.

Modul de aprindere constituie una din originalitățile sistemului, neexistînd circuit de capsă prin fir. Circuitul electric al capsei se închide prin coloana de apă din flexibil, capsă, apa mării și corpul navei (fig. 3).

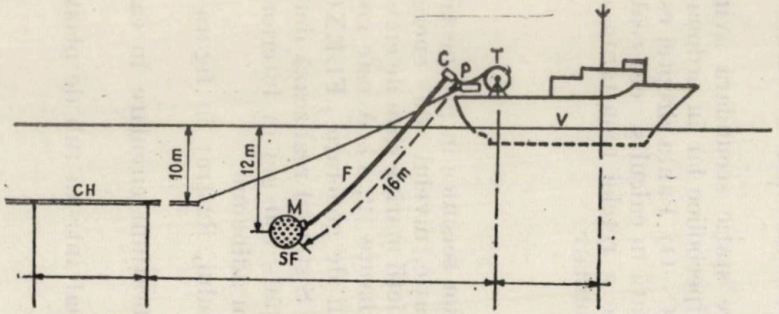


Fig. 2 — Sistemul Flexotir — schema bloc.
SF — sferă perforată; M — cap de tragere;
F — furtun flexibil; C — cap de încărcare;
P — pompă; CH — cablu cu hidrofoane.

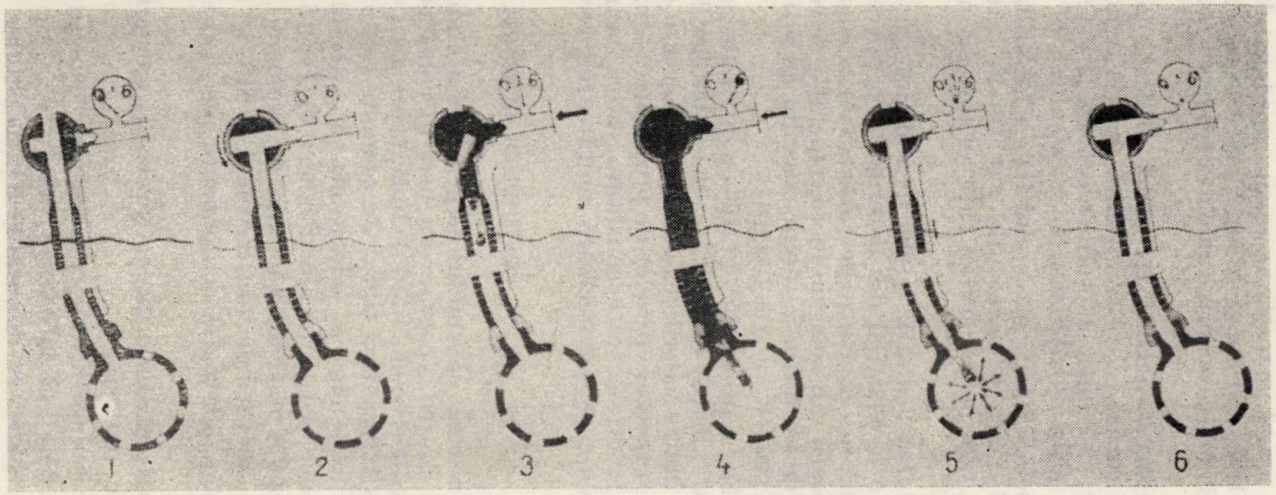


Fig. 3 — Sistemul Flexotir — schema funcţională.

1 — introducerea cartuşului prin capul de încărcare; 2 — închiderea capului de încărcare şi conectarea pompei pentru introducerea apei în flexibil; 3 — deplasarea cartuşului prin flexibil de jetul de apă; 4 — fixarea cartuşului în capul de tragere şi sferă în poziţia de explozie; 5 — detonarea; 6 — evacuarea resturilor cartuşului.

Obișnuit se folosesc simultan mai multe unități flexotir în scopul creșterii energiei seismice. Acest sistem de generare permite diminuarea efectului de bulă prin micșorarea energiei interne a gazelor și împiedicarea fazei de contracție [3]. Aceasta se obține obligînd gazele bulei să împingă apa prin perforațiile sferei metalice în care se produce explozia. Dacă se notează cu P_1 și P_2 presiunile instantanee ale apei pe suprafețele interioară și respectiv exterioară ale sferei, energia care se pierde prin absorbție datorită forțării apei afară și înapoi prin aceste perforațiuni are expresia :

$$\int_0^{V_{max}} (P_1 - P_2)\, dv + \int_{V_{max}}^{V_{min}} (P_1 - P_2)\, dv.$$

În timpul mișcării apei, $(P_1 - P_2)$ schimbă semnul înaintea schimbării direcției apei, așa că energia este disipată atît în timpul expansiunii cît și al contracției.

În acest mod, pentru încărcături de 100 grame se obțin atenuări ale amplitudinii undei compresionale secundare de 20 decibeli în timp ce pierderile prin transmisie a undei de șoc ce trece prin sfera perforată sînt de ordinul a un decibel. Parametrii considerați în atenuarea acestui fenomen sînt [2], [3], [4] :

— raportul sup. plină/sup. totală : optim 0,7 ;

— raza sferei : la o încărcătură și adîncime dată, efectul este mai atenuat cu cît raza sferei este mai mică ;

— greutatea încărcăturii : la o adîncime și rază dată, efectul este mai atenuat cu cît greutatea încărcăturii este mai mare.

Pentru determinarea tipului de exploziv și stabilirea numărului de tunuri necesar de folosit simultan care să asigure energia suficientă generării undelor s-au făcut experiențe pe o porțiune de profil ce prezenta condiții seismo-geologice și de fund omogene.

Pentru generare s-au folosit succesiv trei tipuri de explozivi trotil (TNT), dinamită tip II și sofranex, detonate simultan în 1, 2 și respectiv 3 tunuri [7].

S-au ridicat graficele de variație a amplitudinii reflexiei de la timpul de 1,65 sec. pentru înregistrările cu 1, 2 și 3 tunuri detonate simultan pentru fiecare din tipurile de explozivi amintiți (fig. 4).

Se observă că amplitudinea reflexiei crește cu mărirea numărului de tunuri. Din tipurile de explozivi folosiți, trotilul s-a dovedit superior sub aspect energetic, sofranexul și dinamita dînd valori apropiate.

Datele obținute coroborate cu considerente de ordin tehnic și practic au condus la stabilirea sistemului de generare care a constat din folosirea detonării simultane a două tunuri distanțate la 4—5 m, și amplasate la 12 m sub suprafața, apei încărcate cu cîte 50 grame sofronex fiecare.

Acest sistem de generare s-a considerat satisfăcător asigurînd pe lîngă atenuarea efectului de bulă, energie reflectată pînă la 3—4 sec., ritmicitate ridicată (12—18 sec.) economie de explozivi și protejarea faunei marine.

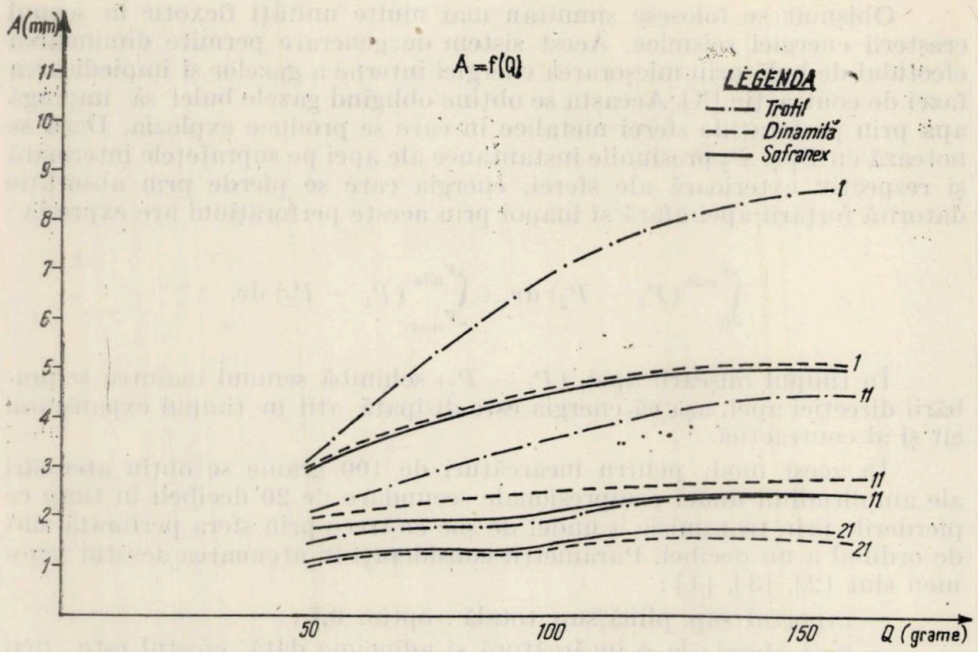


Fig. 4 — Variația amplitudinii impulsului seismic funcție de cantitatea și natura explozivului.

SISTEMUL DE RECEPȚIE ȘI ÎNREGISTRARE

Pentru detectarea și recepționarea undelor seismice s-au utilizat detectoare sensibile la variațiile de presiune numite hidrofoane, care împreună cu traducătorii de adîncime, conductorii electrici și cablul de oțel pentru rezistență au fost plasați în interiorul unui tub protector din material plastic umplut cu ulei pentru plutire formînd împreună ansamblul numit „cablul de înregistrare", de tip flotant submersibil (streamer), [5], [7], [9].

Aceasta conține (fig. 5) :

— șase secțiuni active a cîte patru canale distanțate la 70 metri avînd fiecare cîte 30 de hidrofoane grupate în paralel pe o bază de 60 metri, în 15 grupe a cîte doi în serie. La capătul fiecărui canal se găsește cîte un transformator care face adaptarea ieșirii hidrofoanelor cu intrarea amplificatorilor stației, astfel încît să se obțină un transfer de energie maxim ;

— cablul de tracțiune, în lungime de 120 m ce realizează legătura între troliul de pe vas și cablul propriu-zis cu scopul preluării sarcinilor mecanice ;

— patru secțiuni de amortizare în lungime de 30,5 m fiecare de aceiași construcție cu secțiunile active, dispuse între cablul de tracțiune și secțiunile active cu scopul de a decupla acustic secțiunile active de zgomotul generat de navă ;

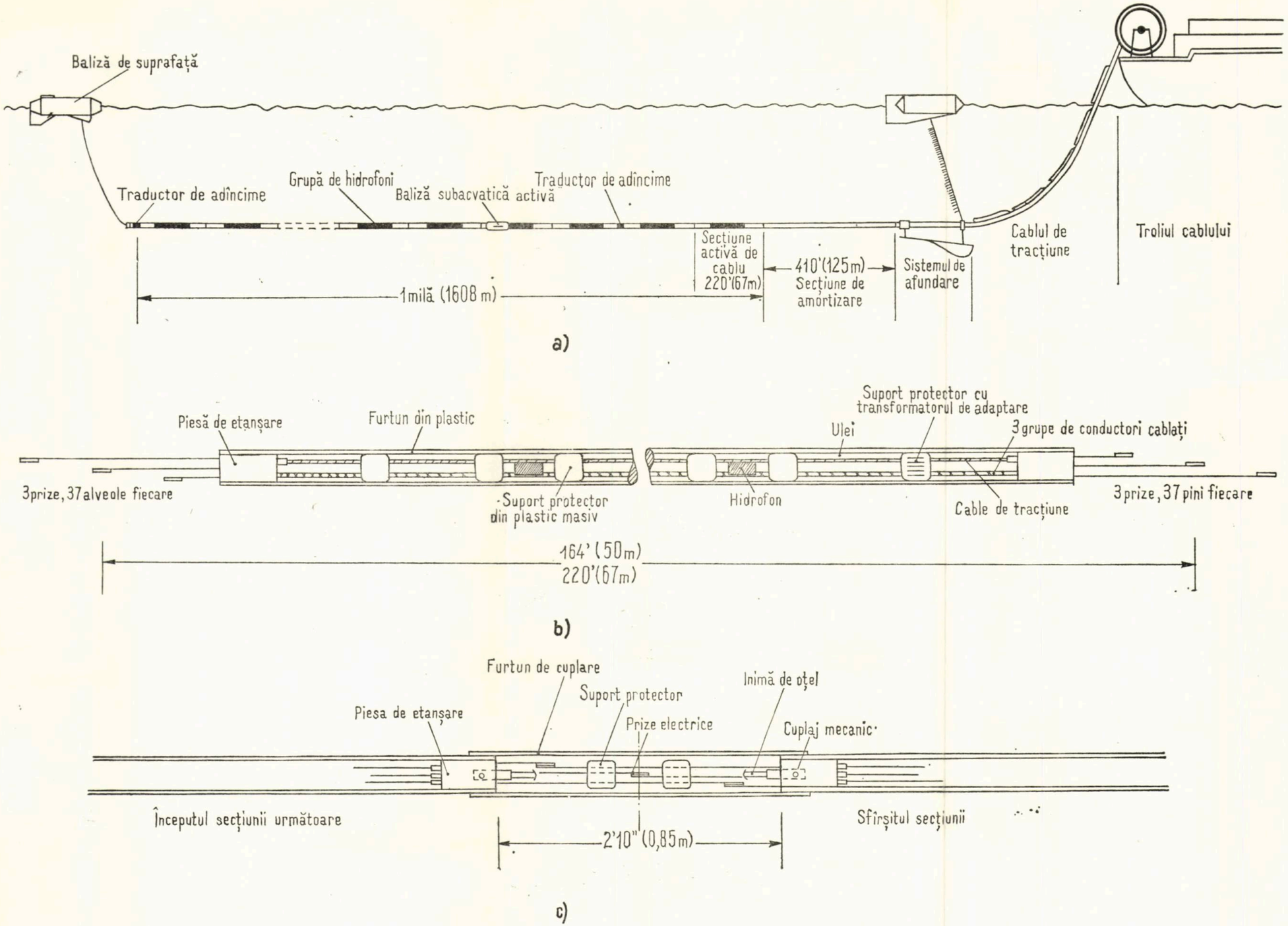
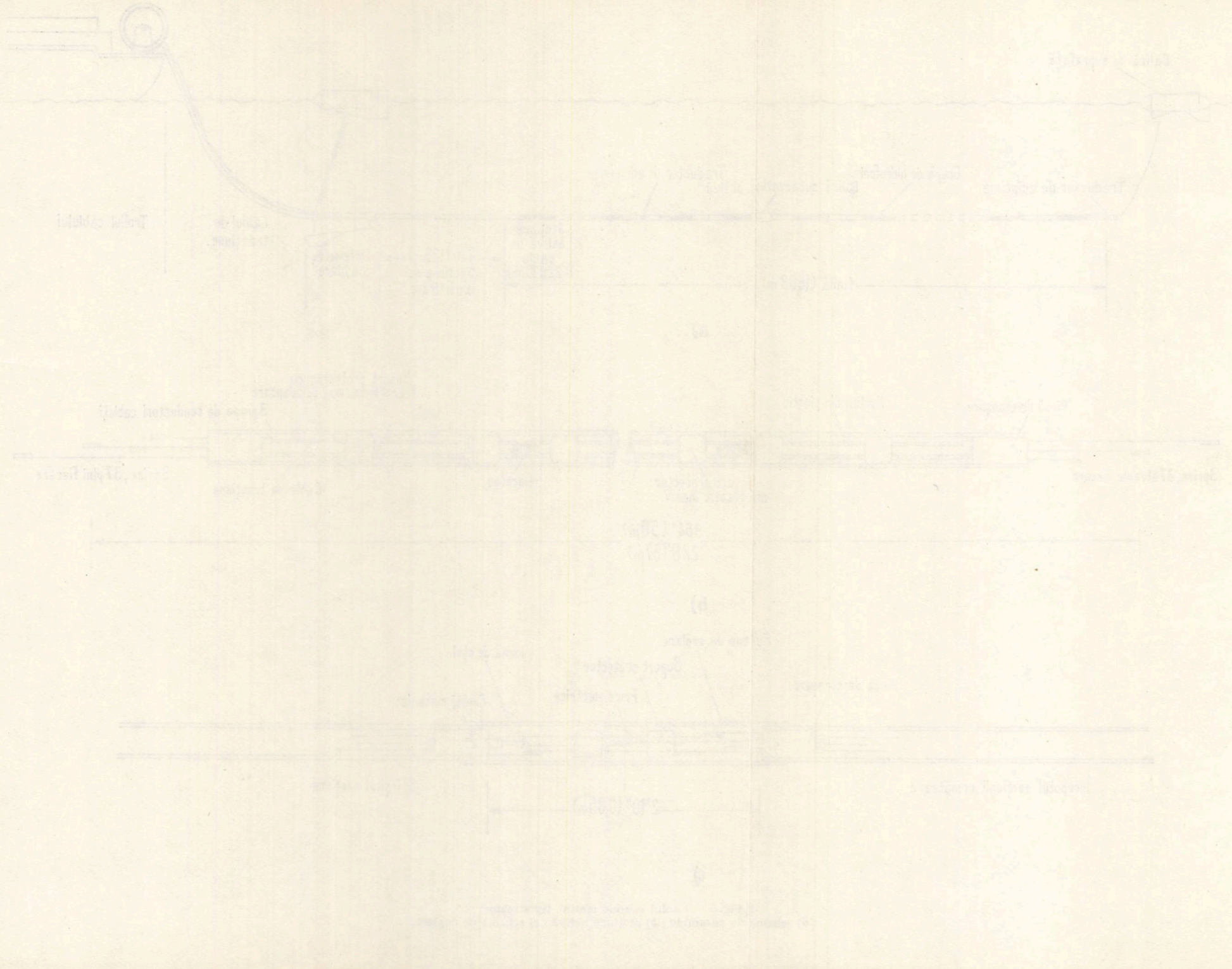


Fig. 5 — Cablul seismic marin tip streamer
(*a*) schema de ansamblu ; *b*) secțiune activă ; *c*) schema de cuplare.



— ansamblul balizelor subacvatice montate între secțiunile active prevăzute cu un sistem servomecanic, ce permite menținerea orizontală a cablului la adîncimea dorită ;

— ansamblul detectoarelor de adîncime ce măsoară presiunea statică a apei.

În timpul lucrului, cablul marin, a cărui lungime atinge aproape 2000 m este tractat de navă pe direcția profilului și menținut la 8—12 m adîncime pentru a evita zgomotul valurilor [9].

O particularitate a sistemului de recepție marin este aceea că dispozitivul de înregistrare se află în mișcare față de suprafețele reflectante. Acest fapt nu afectează rezultatele deoarece viteza relativ mică de deplasare a navei — 6 noduri — în comparație cu viteza undelor seismice, face ca informațiile obținute la suprafață să corespundă unor puncte de pe limită, întîrziate față de sensul deplasării vasului cu o valoare constantă și relativ mică (10—12 m).

Lansarea la apă a cablului și strîngerea dispozitivului s-a realizat cu un troliu producție I.P.G.G.H. Sfîrșitul cablului este semnalizat cu o baliză viu colorată.

Înregistrarea undelor seismice s-a realizat pe benzi magnetice analogice și digitale folosindu-se aparatura seismică numerică de tip G.S.C. 1700 și analogică G.S.C. 111.

Metodica de lucru a fost aceea a acoperirii multiple de ordinul 6 și 12 cu împușcături cu offset de 240 m.

Gruparea de 30 hidrofoane pe bază de 60 m și acoperirea multiplă au permis o atenuare a zgomotului cu viteză aparentă, cuprinsă între 100 și 1800 m/sec. cu cîte 13 dB (fig. 6).

ANALIZA ZGOMOTULUI ASOCIAT ÎNREGISTRĂRILOR

În această analiză prin zgomot s-a înțeles tot ceea ce înregistrează stația în absența sursei seismice, iar prin semnal toate undele ce se înregistrează ca urmare a exploziei.

S-au luat în considerare, ca fiind mai importante, următoarele surse de zgomot : agitația mării, vasul, baliza și dispozitivele de menținere la adîncime a cablului. Evident, contribuția surselor enumerate este diferită și o evaluare a ponderii fiecăreia ajută la precizarea soluției de atenuare a zgomotului.

Din mărimile prin care zgomotul poate fi definit, s-au avut în vedere numai caracteristicile semnificative în practica atenuării în seismică și anume :

— nivelul în raport cu gama dinamică a instrumentului de înregistrare ;

— spectrul de putere ;

— periodicitatea ;

— comportarea la însumarea orizontală.

Măsurătorile de zgomot s-au efectuat pe datele din 15 înregistrări rateu (înregistrări fără explozie) situate pe 4 profile, astfel alese ca să ofere condiții medii (fig. 7). S-au utilizat următoarele procedee de analiză : ocuparea gamei dinamice a stației de către zgomot, explorarea directivă pe porți mari, spectrele de putere și însumarea orizontală.

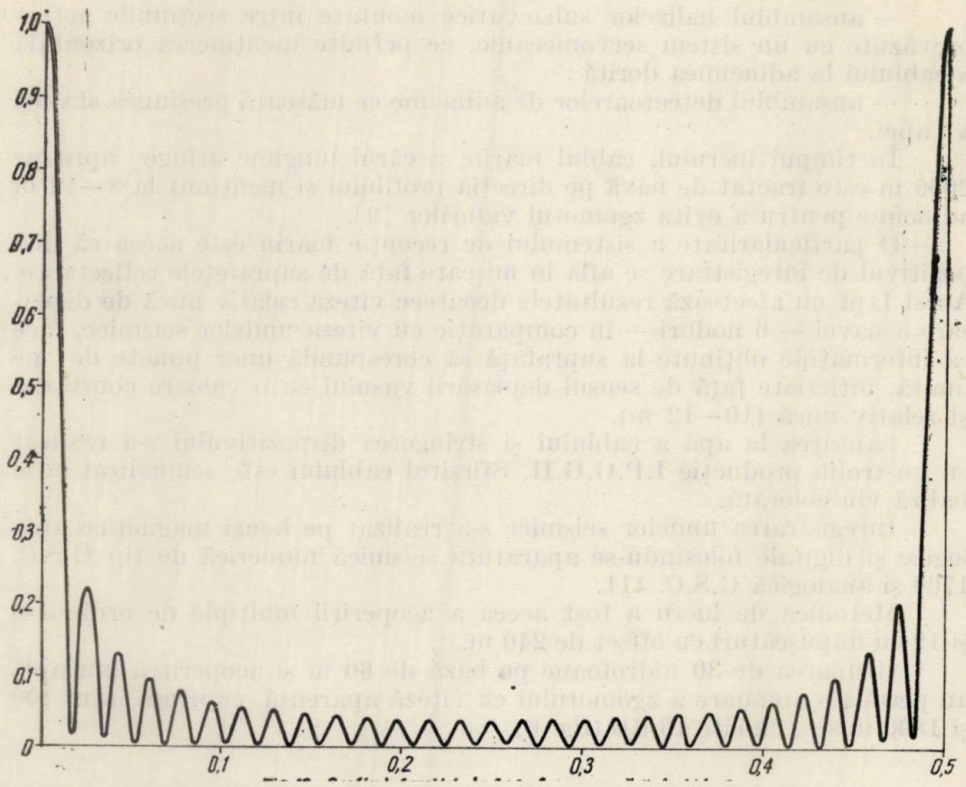


Fig. 6 — Graficul funcție de transfer a grupării de hidrofoane utilizată pe Marea Neagră.

Ocuparea gamei dinamice a stației de către zgomot arată nivelul acestuia. Stația seismică digitală utilizată pe Marea Neagră măsoară eșantioanele servindu-se de un covertor analog/digital de 15 biți (14 + + semn — gamă dinamică 84 db) și de un amplificator cu cîștig binar în 15 trepte de 6 db treapta (gamă dinamică 90 db). Rolul amplificatorului constă în a furniza convertorului A/D eșantioane între 1/8 și 3/4 din scala sa pentru care el determină cîștigul corespunzător. Prin urmare gama dinamică totală a stației este de 174 db. Constatarea cît din aceasta este ocupată de semnal și cît de zgomot se face simplu, înregistrarea dispunînd atît de valoarea dată de convertorul A/D cît și de cîștigul amplificatorului. S-a constatat că nivelul zgomotului depășește în medie cu 6 db gama dinamică a converterului ocupînd 90 db din plaja de 174 db a stației, rămînînd pentru semnal o rezervă de 84 db (fig. 8).

Comparînd curbele de nivel ale semnalului pentru înregistrările cu unu și cu două tunuri, sînt evidente observațiile:

— pe înregistrarea cu un tun, semnalul devine comparabil cu zgomotul în jur de 2 secunde;

— înregistrarea cu două tunuri a generat un semnal cu 6 db mai mare, aceasta rămînînd comparabil cu zgomotul și la timpi de 4 secunde;

— nivelul cel mai ridicat al semnalului (la ruperi) nu ocupă, în întregime gama disponibilă rămînînd o rezervă de 30—36 db nefolosită.

Fig. 7 — Înregistrări de zgomot pe 15 rateuri de pe 4 profile.

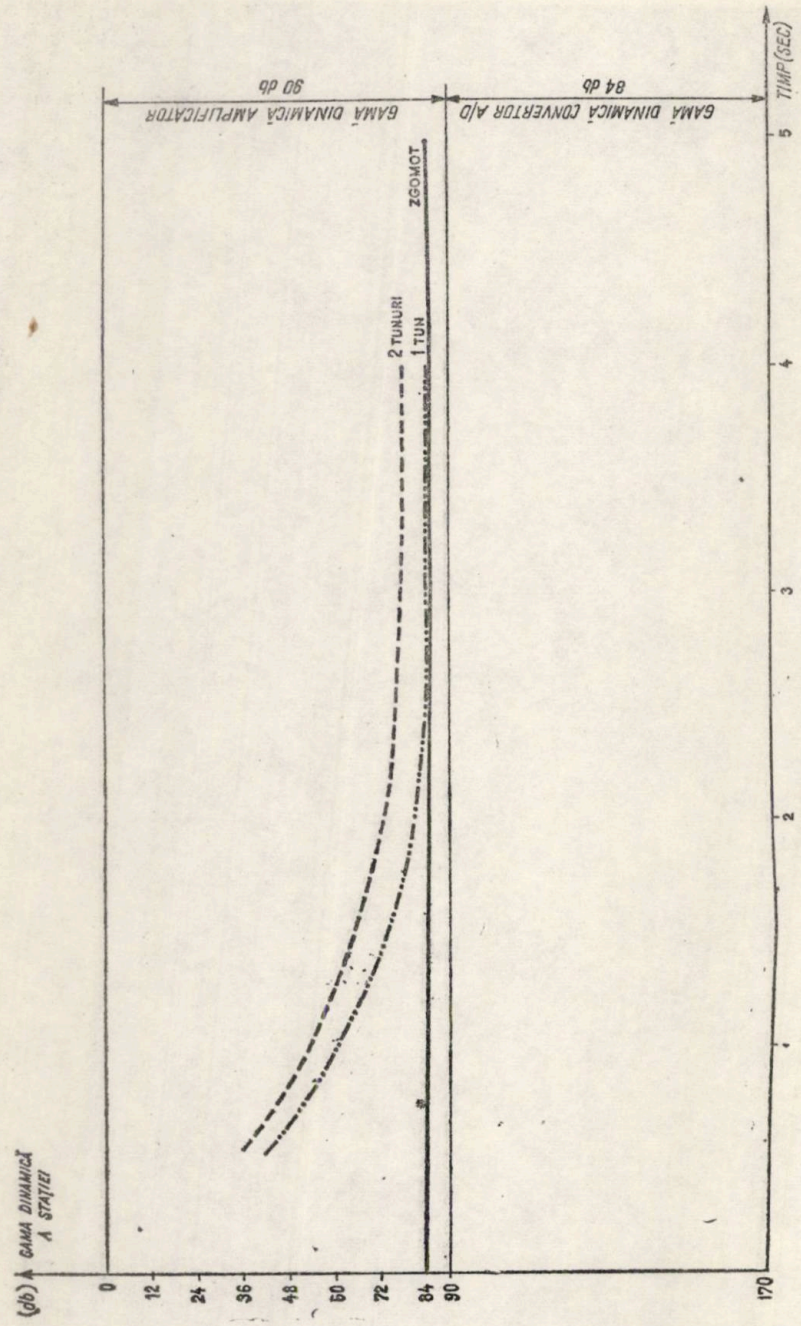


Fig. 8 — Ocuparea gamei dinamice a stației de către zgomot și semnal.

Explorarea directivă pe porți mari, urmărește să evidențieze zgomotul periodic ce ar putea fi produs de vibrațiile mecanice ale vasului, ca și zgomotul generat de dispozitivele de menținere la adîncime a cablului. S-a folosit funcția :

$$X_{ef}(\tau) = \left[\frac{\sum_{m=600}^{1550} \left[\sum_{k=0}^{3} \frac{X^{(k)}(2n + k\tau)}{4} \right]^2}{950} \right]^{1/2}$$

τ = 0,2 ... 300 ms

n = numărul de eșantioane ;

$2n$ = timpul de pe înregistrare.

pe poarta 1200 ms — 3100 ms, cu care s-a explorat setul de 24 trase de pe cele 15 înregistrări în ambele sensuri. Din reprezentarea ei s-au desprins observațiile (fig. 9) :

— pe primele 4—5 trase de lîngă vas se constată prezența unui zgomot periodic, prin apariția unor maxime pronunțate ale funcției $X_{ef}(\tau)$, Repetabilitatea maximelor cu aceeași valoare a decalajului de 40 ms sugerează existența unor oscilații forțate de 25 Hz ;

— pe restul traselor zgomotul periodic este mai puțin evident ;

— nu se constată zgomot corelabil la canalele de la capătul depărtat al cablului sau la cele din vecinătatea dispozitivelor de stabilizare.

Spectrele de putere arată distribuția pe frecvențe a zgomotului permițînd următoarele observații :

— existența unei importante componente de 25 Hz pe trasele de lîngă vas (fig. 9), reprezentînd unda periodică pusă în evidență de funcția $X_{ef}(\tau)$ prin repetiția la 40 ms a maximelor ;

— concentrări de energie și în jurul frecvențelor de 37—38.

Existența componentelor în jur de 25 Hz și 37 Hz conduce la presupunerea că acestea ar putea fi armonicele unei fundamentale, armonica imediat inferioară celei de 25 Hz fiind de aproximativ 12 Hz, componentă evidențiată în spectrele de putere.

Se poate emite ideea că zgomotul periodic constatat poate fi generat de vibrațiii ale vasului ce se transmit în cablu.

— pe trasele 6—24 puterea zgomotului periodic este mai mică (fig. 10) predominînd zgomotul necorelabil concentrat într-o bandă joasă de frecvențe, între 6 Hz și 30 Hz ;

— trasele de la capătul depărtat al cablului prezintă un zgomot necorelabil mai mare ce se îmbogățește în componenta de frecvență mai înaltă, mergînd pînă la 60 Hz datorată, probabil oscilației cozii cablului sau influenței mișcării balizei.

Însumarea orizontală testează scăderea valorii eficace a zgomotului cu numărul de trase ce intră în însumare.

Acest efect asupra zgomotului s-a apreciat prin compararea valorilor eficace calculate pe trase individuale și pe suma acestora de ordinul $u = 6, 12, 24$. Se conformă reducerea cu $\sqrt{n}$, a zgomotului (fig. 11).

Din aceste analize a mai reieşit :

— Componenţa determinată a zgomotului o constituie agitaţia mării, în condiţii medii de lucru.

— Vibraţia vasului, neînsemnată în condiţii normale, îşi măreşte influenţa cînd marea e liniştită.

Din analiza făcută se disting căile pentru reducerea zgomotului şi mărirea energiei sursei care presupun :

— mărirea ordinului de acoperire (zgomotul se reduce cu radicalul ordinului de acoperire) ;

— mărirea numărului de hidrofoane pe canal, dacă baza grupării determinată din considerente metodice o permite ;

— înlăturarea transmisiei vibraţiilor vasului la cablu ;

— folosirea pentru înregistrare a unei staţii cu zgomot propriu mai redus (noua generaţie de staţii posedă această performanţă) ;

— efectuarea de înregistrări în condiţii de agitaţie redusă a mării ;

— folosirea unui *n*umăr mai mare de tunuri flexotir simultan sau folosirea unor surse de generare mai puternice.

Lucrarea expusă s-a rezumat numai la prezentarea echipamentelor, metodicii de lucru şi analizei unor tipuri de zgomote ce afectează înregistrările.

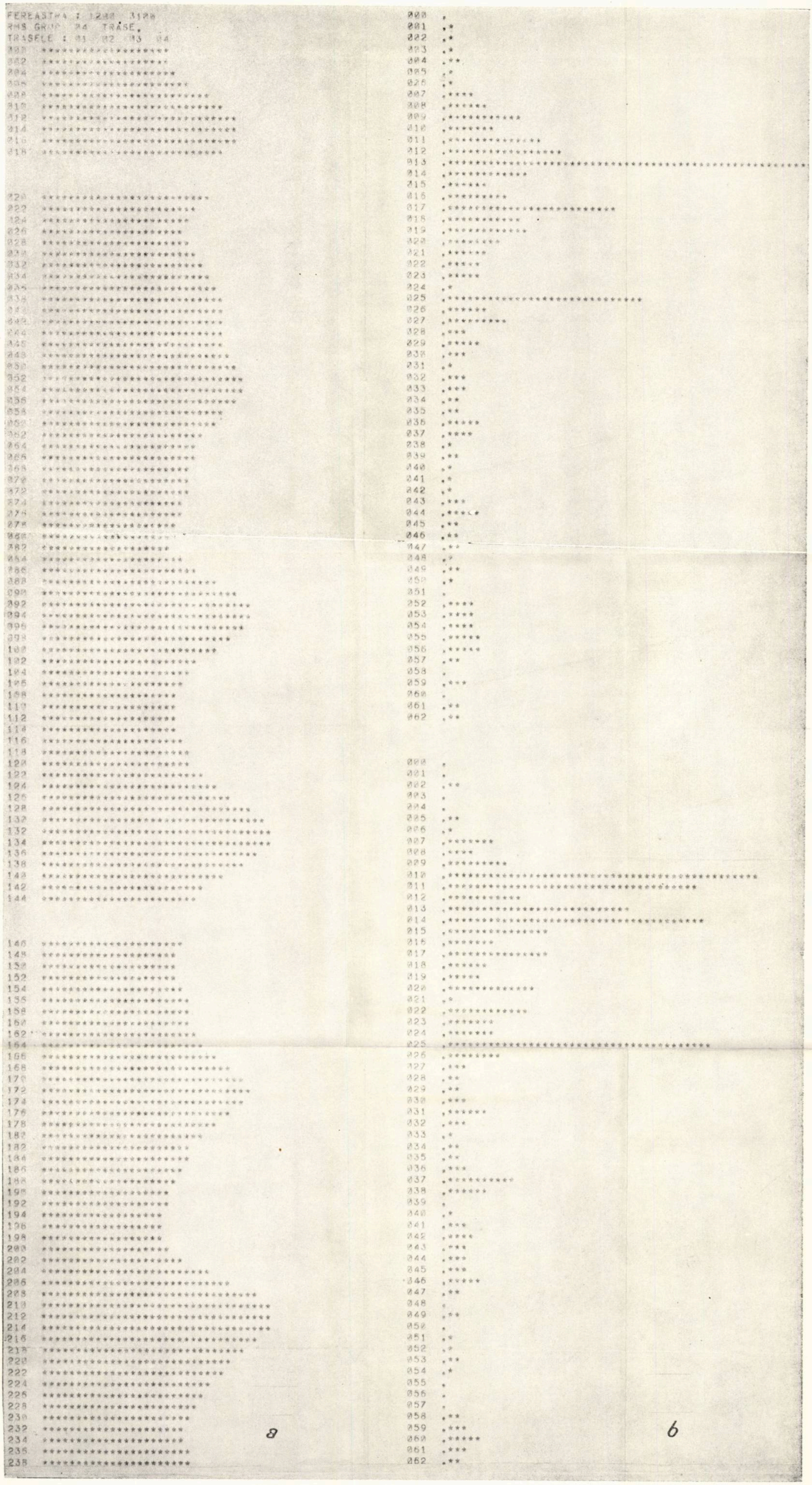
Trebuie menţionat în încheiere, faptul că prospecţiunea seismică executată pe Marea Neagră a constituit un moment important în evoluţia geofizicii aplicate româneşti, care a demonstrat că dispune de potenţialul necesar rezolvării problemelor complicate ridicate de acest tip de lucrări realizate pentru prima dată în România.

Primit la redacţie la 10 mai 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Backus M. M., *Water reverberations-their nature and elimination*, Geophysics, **24**, *2* (1958).
2. Grau G., *Surces Seismiques pour l'oceanography*. Article présenté a Collogue de Viellefranche Monaco Sept. 1968.
3. Knudsen W. C., *Elimination of secondary pulses in exploration*, Geophysics, **26**, *4* (1961) şi **33**, *3* (1968).
4. Lavergne M., *Emission by under water explosions*. Geophysics **35**, *3* (1970).
5. V. Varodin, *Particularităţi ale prospecţiunii seismice marine*. St. şi cerc.—seria Geofizică, **8**, *2* (1970) şi **9**, *1* (1971). Editura Academiei R.S.R.
6. V. Varodin, *Surse neexplozive folosite în prospecţiunea seismică*, Buletin tehnico-ştiinţific IPGGH, Vol. 3 nr. 1, 2, 3 (1973).
7. V. Varodin, ş.a., *Prospecţiuni seismice în zona de şelf continental al Mării Negre*, Buletin tehnico-ştiinţific — IPGGH. Vol. 1 nr. 2 (1971).
8. V. Varodin, ş.a., *Poziţionarea lucrărilor de prospecţiuni seismice pe şelful continental românesc al Mării Negre*. Lucrare ţinută la simpozionul : Particularităţi ale cercetării Platformei Continentale româneşti a Mării Negre. I.P.G.G.H. — iunie 1975.
9. * * * *Tehniques marines pour la recherche et l'exploitation du petrole*. Publications de l'Institut Français du Petrole Paris (1964).
10. * * * *Les recherches et la production du petrol en mère*. Publications de l'Institut Francais du Petrole Paris (1964).
11. * * * HI-FIX A radio position fixing aid of high acuracy, Londra, Decca Navigator Co. Ltd 1968.

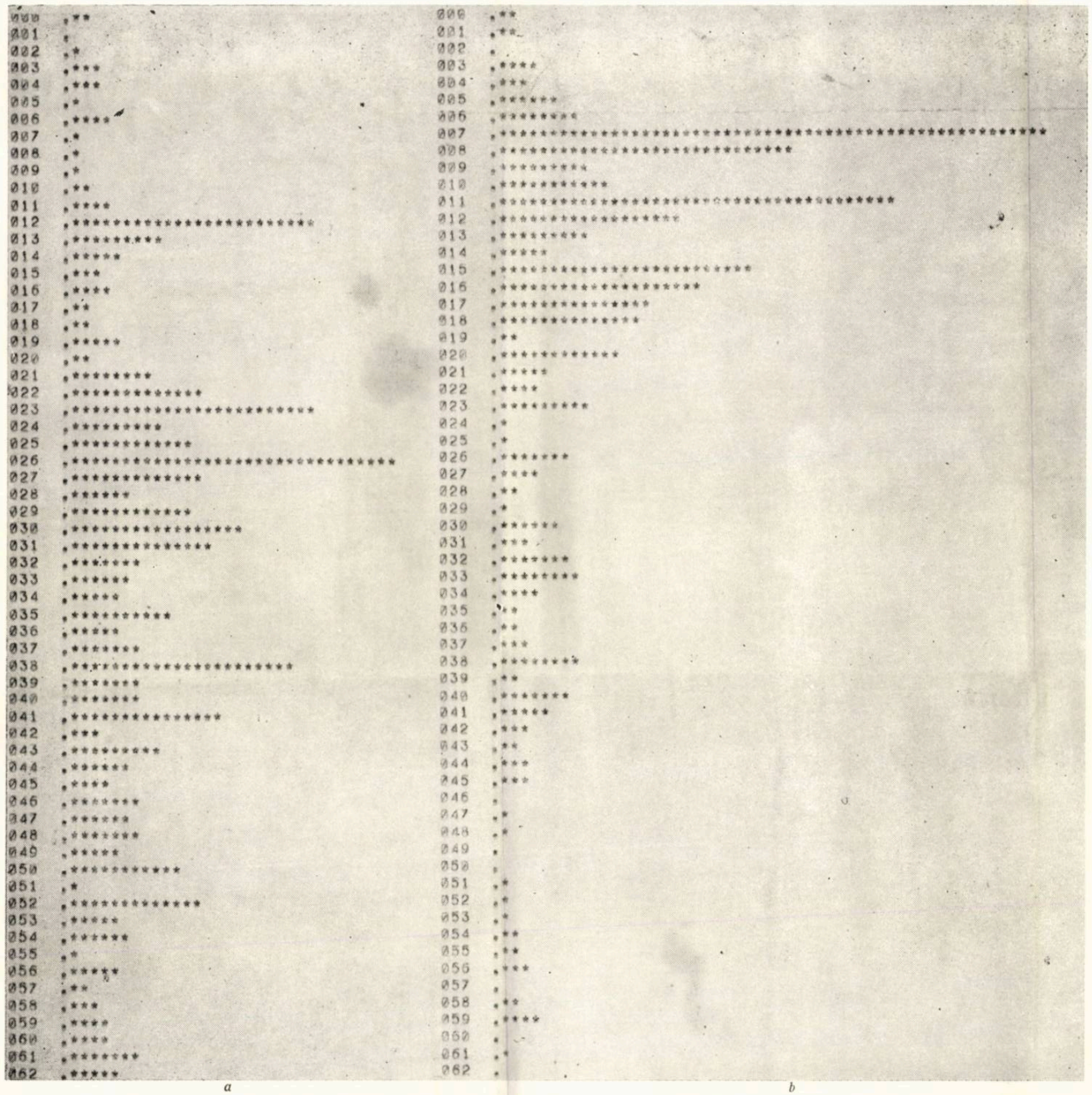
FEREASTRA : 1200 3120
RMS GRUP 24 TRASEE
TRASEELE : 01 02 03 04



8

6

Fig. 9 — Parametrii zgomotului pe trasee apropiate de vapor.
a) valori eficace ; *b*) spectre de putere.



a *b*

Fig. 10. — Spectre de putere pe trase depărtate de vapor.

a — trasă de la capătul depărtat al dispozitivului
b — trasă de la mijlocul dispozitivului.

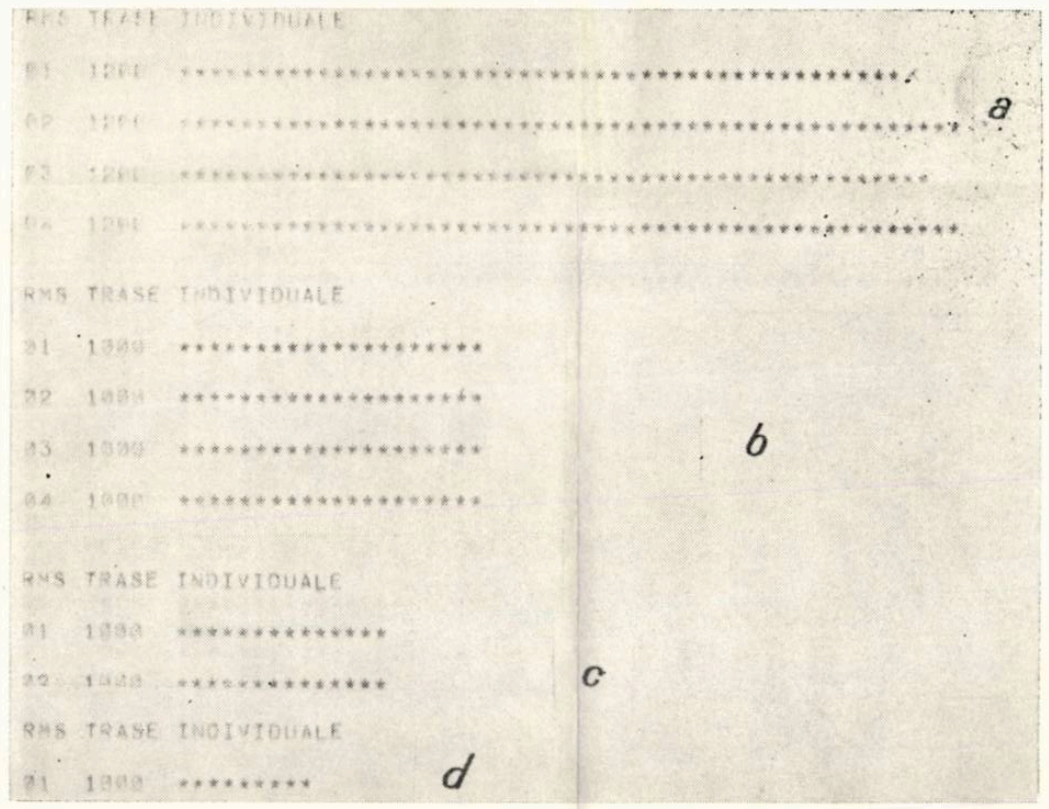


Fig. 11. — Valoare eficace a înregistrării de zgomot şi efectul însumărilor orizontale.

a — trase individuale; *b* — însumare de ordinul 6;
c — însumare de ordinul 12; *d* — însumare de ordinul 24.

THE USE OF THE SEISMIC PROSPECTING METHOD TO THE RESEARCH OF ROUMANIAN CONTINENTAL PLATFORM OF THE BLACK SEA

(ABSTRACT)

The succesive stages of preparation and achievement, of the seismic offshore Black Sea prospecting are presented.

Marin seismic research particularities, the equipments and technologies wich were used in the Romanien continental platform investigation are described.

In the last part, the main noise sources which are not in conection with generation sourse and affected seismic records, are analised.

The noises generated by the sea waves, prospecting vessel, water surface buoy and active underwater bouies are taken in consideration. Their main characteristics, analysis methods, and conclusion are presented.

CONTRIBUȚII LA VALORIFICAREA DIAGRAFIEI GEOFIZICE ÎN EXPLORAREA MASIVULUI DE SARE SLĂTIOARELE—ARGEȘ

DE

AURELIAN NEGUȚ

Universitatea București

1. INTRODUCERE

Metodele moderne de carotaj geofizic pot fi utilizate cu succes în sondele de explorare pentru săruri minerale furnizînd mijloace de evaluare rapidă, detaliată, a întregului profil traversat, în condiții de economicitate ridicată. Condițiile optime de aplicabilitate pentru detectarea și evaluarea zăcămintelor de săruri minerale sînt întrunite atunci cînd sărurile minerale reprezintă o fracțiune semnificativă în formațiunile geologice cercetate și posedă proprietăți fizice caracteristice care să aibă corespondent în mărimile măsurate în carotaje (Tixier și Alger, 1970). Aceste condiții de bază sînt realizate de zăcămintele de sare gemă, mai ales în masive diapire.

Alături de metodele electrice, radiometrice, de densitate, acustice etc., cavernometria sonică reprezintă un mijloc indispensabil și eficace în urmărirea evoluției procesului de dizolvare la exploatarea sării prin sonde și în construirea depozitelor de înmagazinare subterană în sare (Dowson-Grove, 1969).

În cadrul lucrărilor de cercetare geologică a masivului de sare Slătioarele—Argeș au fost proiectate și executate șase foraje adînci de explorare, în care s-a realizat un program complex de investigare geofizică.

Lucrarea își propune să prezinte modul de valorificare a diagrafiei geofizice pentru cercetarea masivului de sare Slătioarele—Argeș și rezultatele obținute.

2. PROGRAMUL DE INVESTIGARE GEOFIZICĂ

În etapa de cercetare geologică recentă a masivului de sare Slătioarele—Argeș au fost executate șase foraje adînci. În aceste foraje de explorare s-a realizat un program complex de investigare geofizică.

Problemele principale puse spre rezolvare geofizicii de sondă în cazu acestui masiv de sare au fost următoarele :

— determinarea naturii litologice a formațiunilor traversate prin foraje ;

— detectarea și delimitarea intervalelor de sare ;

— separarea intervalelor de sare argiloasă ;

— determinarea conținutului în material insolubil al sării ;

— studierea posibilităților de estimare a unor proprietăți fizico-mecanice ale sării.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 167—175, BUCUREȘTI, 1977

Programul de investigare geofizică preconizat a urmărit, în primul rînd, obținerea de informații multiple asupra formațiunilor traversate pentru a răspunde cît mai deplin problemelor puse. În al doilea rînd, fiind prima cercetare sistematică de amploare pe un masiv de sare, programul a urmărit obținerea unei experiențe care s-ar dovedi utilă pentru aplicarea, în viitor, pe alte masive de sare din țară.

Tabela 1

Programul de investigare geofizică realizat pe masivul de sare Slătioarele-Argeș

METODA \ SONDA		A	2003/B	C	D	2002/I	2004/II'
CAROTAJ ELECTRIC STANDARD		22 - 650 650 - 1720	15 - 695 645 - 1395	30 - 400 400 - 1050	30 - 450 450 - 810 453 - 1575	30 - 465 330 - 850 850 - 1255	7 - 520 445 - 975 900 - 1260
LATEROLOG (LL$_3$ sau LL$_7$)		22 - 650 650 - 1720 (LL$_7$)	15 - 695 645 - 1395	30 - 400 400 - 1050	30 - 450 450 - 810 745 - 1575	30 - 465 330 - 850 850 - 1255	7 - 520 445 - 975 820 - 1260 1200 - 1636
MICROLATEROLOG		650 - 1720	15 - 695 645 - 1395	30 - 400 400 - 1050	450 - 810 745 - 1575	30 - 465 330 - 850 850 - 1255	7 - 520 825 - 1260 1200 - 1636
CAROTAJ RADIOACTIV (GAMA + NEUTRON - NEUTRONIC)		22 - 650 650 - 1720	15 - 695 645 - 1395	30 - 400 400 - 1050	30 - 450 450 - 810 745 - 1575	30 - 465 360 - 850 850 - 1255	7 - 520 445 - 975 770 - 1260 1200 - 1636
CAROTAJ GAMA - GAMA DE DENSITATE		22 - 650 650 - 1720		30 - 400 400 - 1050	30 - 450 450 - 810 745 - 1575	30 - 465 595 - 1255	
CAROTAJ ACUSTIC	COMPENSAT	650 - 1720		30 - 400	30 - 450 745 - 1575	30 - 465 330 - 850	
	NECOMPENSAT	22 - 650 650 - 1720	75 - 695 645 - 1395	400 - 1050	450 - 810	850 - 1255	150 - 520; 445 - 975 825 - 1260; 1200 - 1636
CAVERNOMETRIE		22 - 650 650 - 1720	15 - 695 645 - 1395	30 - 400 400 - 1050	30 - 450 450 - 1452	330 - 850 850 - 1255	7 - 520 825 - 1260 1200 - 1636
PANDAJMETRIE		850 - 1045 1120 - 1620 1662; 1682 - 1684	268 - 291 550 - 586 597 - 610 635 - 653				
TERMOMETRIE + TEMP FINALĂ		1717	501 - 695	100 - 992 1051	20 - 1467 810	1259	
DEVIAȚIE ORIENTATĂ		25 - 1715	10 - 1390	20 - 1040	25 - 1450	5 - 1260	5 - 1635
CAROTAJ ACUSTIC PENTRU CONTROLUL CIMENTĂRII		30 - 650 (13 3/8)	100 - 690 (13 3/8)				

Programul de carotaj geofizic realizat, în etape, pe diferite intervale de adîncime, este consemnat sintetic în tabela 1. Se poate constata că au fost utilizate metodele electrice de bază aplicabile în condițiile fluidelor de foraj mineralizate (laterolog și microlaterolog), metodele radiometrice gama și neutron-neutronic), de densitate și acustice. Diagrafia geofizică (complexă obținută a stat la baza interpretării în termeni litologici a formațiunilor traversate de sonde. Datele carotajelor de densitate și acustice au fost utilizate pentru determinarea conținutului în material insolubil al sării. Variația diametrului găurii de sondă a fost urmărită prin măsurători de cavernometrie executate simultan cu microlaterologul și carotajul de densitate, cu cavernometre de tip patină sau, prin măsurători separate, cu cavernometre cu brațe expandabile. În cursul realizării programului de foraj, datorită condițiilor de verticalitate impuse, în fiecare ondă au fost efectuate numeroase măsurători de deviație orientată. Mă-

surătorile de temperatură au fost efectuate în mod continuu (termometrie) sau în stații, la diferite adîncimi. Pandajmetria efectuată în scopul caracterizării poziției structurale a formațiunilor traversate și carotajul acustic pentru controlul cimentării coloanelor tubate au întregit programul de investigare geofizică.

3. INTERPRETAREA DIAGRAFIEI GEOFIZICE

3.1. *Interpretarea calitativă* a diagrafiei geofizice a urmărit determinarea naturii litologice a formațiunilor traversate, detectarea și delimitarea intervalelor de sare precum și separarea intervalelor cu sare argiloasă. Analiza detaliată a fiecărei curbe și sinteza informațiilor obținute pe baza parametrilor fizici înregistrați ținînd seama de adîncimea de investigație, rezoluția verticală a fiecărei metode și condițiile de înregistrare, a permis să se dea un răspuns complet problemelor geologice puse.

Un exemplu de interpretare calitativă a diagrafiei geofizice este indicat în planșa I. În raport cu formațiunile argiloase adiacente sarea se manifestă prin anomalii nete pe curbele carotajelor de rezistivitate, gama, neutron-neutronic, acustic și de densitate. Interpretarea integrată a tuturor acestor carotaje asigură o mare precizie în separarea și delimitarea sării. Variația gradului de impurificare a sării se manifestă în modificarea amplitudinilor tuturor curbelor înregistrate. Astfel, la creșterea conținutului în argilă al sării crește radioactivitatea gama naturală, scade amplitudinea curbei neutron-neutronice, scade rezistivitatea, cresc densitatea și timpul de parcurs. Pe baza amplitudinilor relative ale curbelor geofizice înregistrate în cadrul intervalelor cu sare au fost separate zonele cu „sare curată", „sare argiloasă" și pe anumite intervale, „sare foarte argiloasă".

Rezultatele obținute sînt concretizate în profilele litologice ale sondelor.

Interpretarea calitativă a diagrafiei geofizice, efectuată în etape, furnizează elementele necesare pentru conducerea procesului tehnologic de forare a sondelor.

3.2. *Interpretarea cantitativă*, ca etapă importantă în valorificarea completă a diagrafiei geofizice, a avut ca obiective determinarea conținutului solubil-insolubil pe intervalele cu sare și estimarea unor parametri fizico-mecanici ai sării.

3.2.1. *Determinarea conținutului solubil-insolubil al sării.* În evaluarea completă a oricărui zăcămînt de sare gemă capătă o importanță deosebită cunoașterea raportului dintre fracțiunea solubilă și insolubilă. Alături de metodele directe de analiză a carotelor extrase, pentru determinarea conținutului solubil-insolubil al sării pot fi aplicate metode indirecte care utilizează datele diagrafiei geofizice moderne (de densitate, acustice și neutronice).

În astfel de determinări se pleacă de la ideia de bază că pentru o substanță minerală constituită din mai multe fracțiuni mineralogice răspunsul carotajului geofizic poate fi reprezentat ca o ecuație liniară de forma (Roper și Jones, 1968) :

$$R_c = \sum_{i=1}^{n} R_i \cdot V_i \qquad (1)$$

în care :

R_c — valoarea înregistrată în carotaj corespunzătoare unui anumit parametru fizic al mediului cu o litologie complexă de n componente ;

R_i — valoarea parametrului fizic măsurat atribuită componentei i a mediului ;

V_i — fracțiunea componentei i din amestecul de n componente.

Ecuația (1) este controlată de o a doua ecuație :

$$\sum_{i=1}^{n} V_i = 1, \tag{2}$$

adică, suma componentelor mineralogice ale mediului este egală cu unitatea.

Pentru mediile cu litologie complexă este necesar să se utilizeze datele mai multor metode de carotaj geofizic. Se obține în final un sistem de ecuații simultane în care necunoscutele sînt fracțiunile mineralogice V_i, cu condiția ca toate valorile V_i să fie pozitive.

Folosind o notație matricială, matricea echivalentă sistemului de ecuații obținut se poate scrie :

$$\mathbf{AV} = \mathbf{L} \tag{3}$$

în care :

A — matricea coeficienților ;

V — vectorul coloană cu elementele necunoscute V_i ;

L — vectorul coloană cu elementele corespunzătoare valorilor înregistrate.

Soluția ecuației (3) pentru componentele necunoscute este

$$\mathbf{V} = \mathbf{A}^{-1}\,\mathbf{L}$$

în care :

A^{-1} — matricea inversă a coeficienților.

Ecuația (3) și soluția ei (4), reprezintă forma matricială pentru un sistem cu un număr arbitrar de ecuații, în funcție de numărul de carotaje existente.

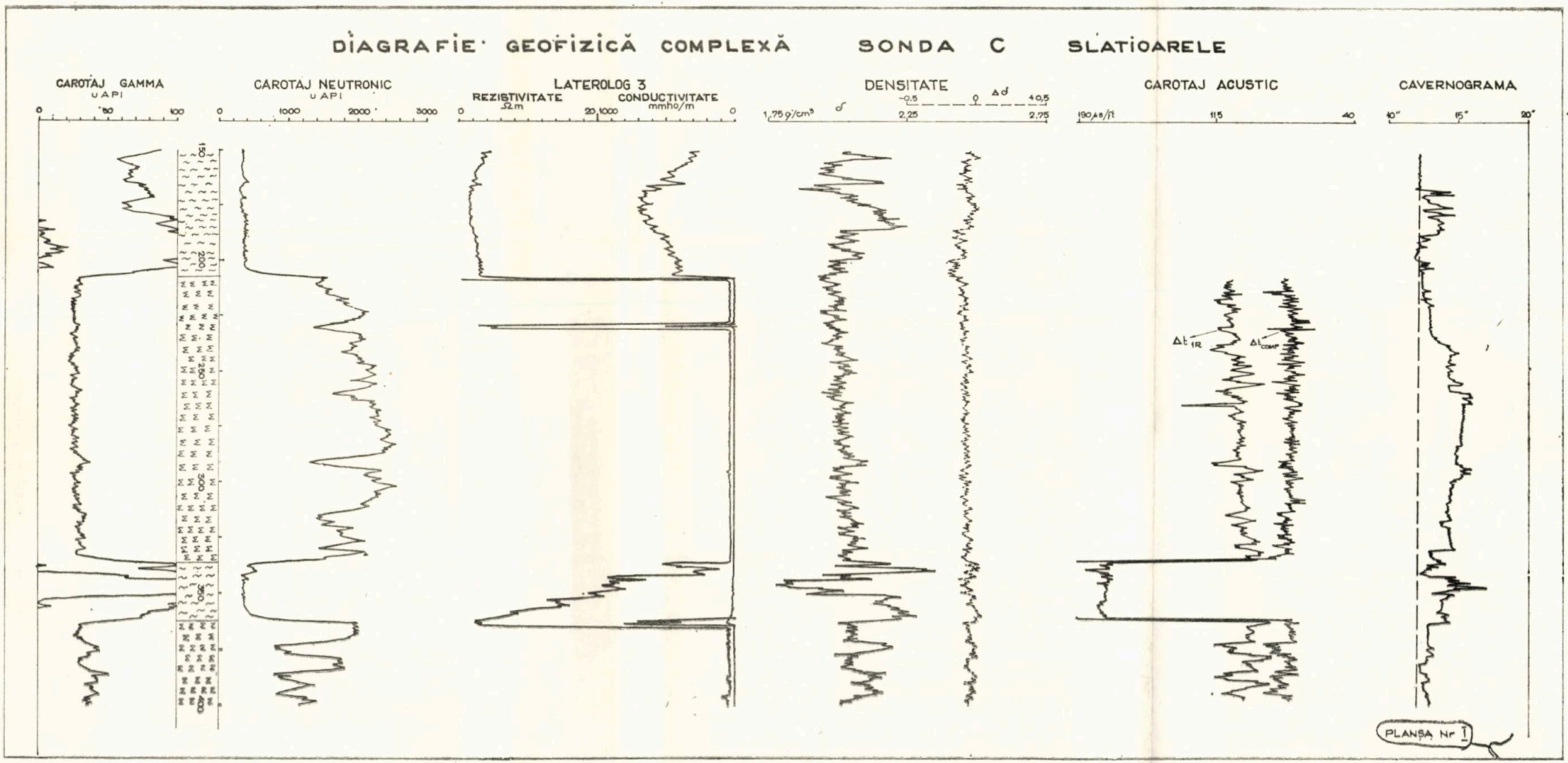
Pentru cazul analizei cantitative a sării traversate în forajele de explorare pe masivul de la Slătioarele s-a plecat de la ipoteza că mediul cercetat este constituit din două fracțiuni mineralogice : clorură de sodiu (NaCl) — fracțiunea solubilă și argilă — fracțiunea insolubilă. Această ipoteză concordă cu datele determinărilor directe pe probe de sare.

Fiind în prezența a numai două componente mineralogice, în principiu, fiecare din cele trei carotaje (acustic, densitate și neutronic) poate fi folosit pentru determinarea fracțiunilor necunoscute de sare și argilă. În determinările efectuate s-au utilizat datele carotajelor acustice și de densitate.

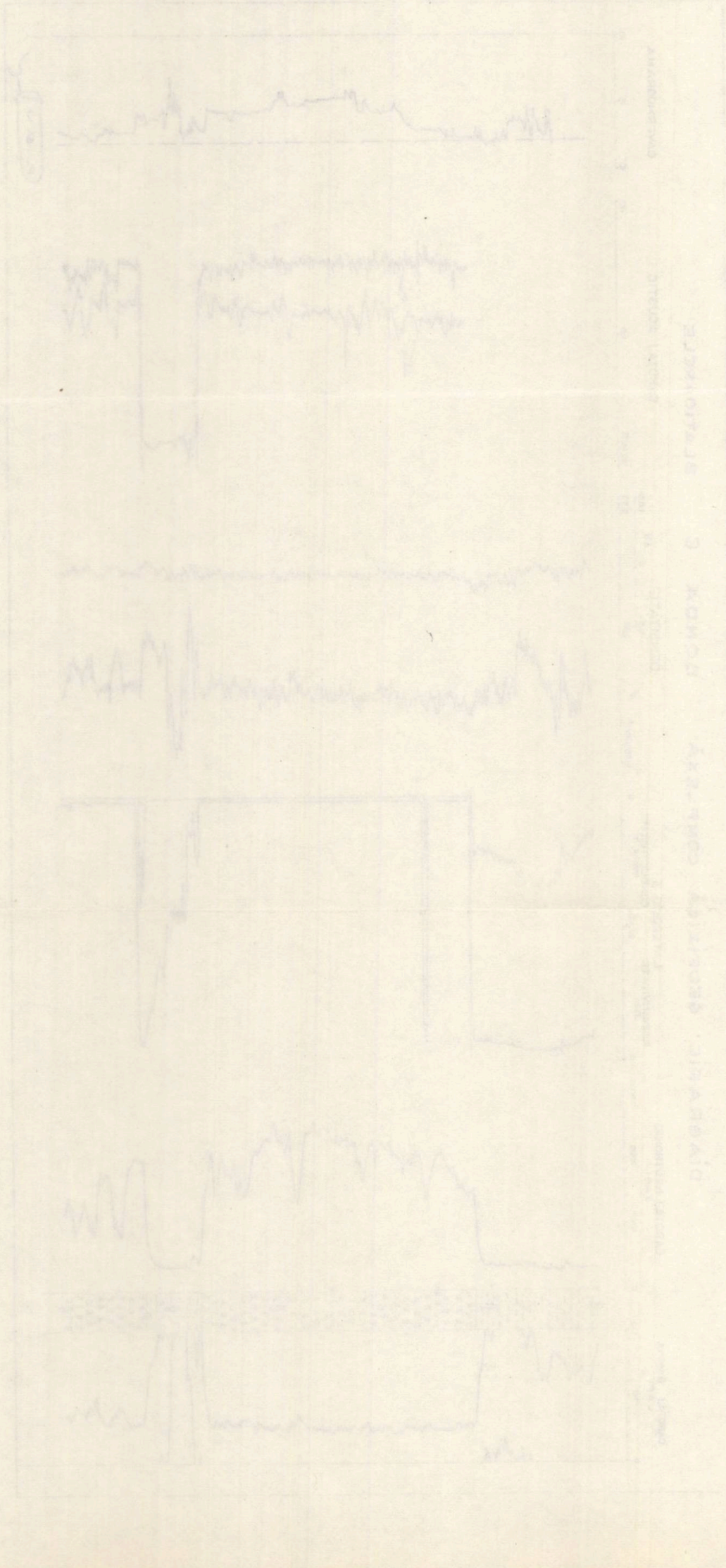
Particularizînd ecuațiile (1) și (2) pentru cele două carotaje se obține :

— Din *carotajul acustic* :

$$\begin{cases} \Delta t = V_S\,\Delta t_S + V_A\,\Delta t_A \\ 1 = V_S \quad\quad + V_A \end{cases} \tag{5}$$



Planșa I — Exemplu de diagrafie geofizică complexă — Sonda C — Slătioarele



în care :

Δt — timpul de parcurs măsurat în carotajul acustic ;
Δt_S — timpul de parcurs corespunzător fracțiunii mineralogice-sare ;
Δt_A — timpul de parcurs corespunzător fracțiunii mineralogice-argilă ;
V_S — fracțiunea mineralogică — sare ;
V_A — fracțiunea mineralogică — argilă.

Rezolvarea sistemului (5) în raport cu V_A și V_S conduce la următoarele relații :

$$V_S = \frac{\Delta t_A - \Delta t}{\Delta t_A - \Delta t_S} \tag{6}$$

și,

$$V_A = \frac{\Delta t - \Delta t_S}{\Delta t_A - \Delta t_S} \tag{7}$$

— Din *carotajul de densitate* :

$$\begin{cases} \delta = V_S \delta_S + V_A \delta_A \\ 1 = V_S + V_A \end{cases} \tag{8}$$

în care :

δ — densitatea măsurată în carotajul de densitate ;
δ_S — densitatea corespunzătoare fracțiunii mineralogice-sare ;
δ_A — densitatea corespunzătoare fracțiunii mineralogice-argilă.

Rezolvînd sistemul (8) în raport cu V_S și V_A se obține :

$$V_S = \frac{\delta_A - \delta}{\delta_A - \delta_S} \tag{9}$$

și,

$$V_A = \frac{\delta - \delta_S}{\delta_A - \delta_S}. \tag{10}$$

Din ecuațiile (6), (7), (9) și (10) se poate constata că pentru calculul valorilor V_S și V_A trebuie să se cunoască valorile timpilor de parcurs și ale densității atribuite sării curate și argilei. Valorile admise în calculul efectuat sînt date în tabela 2.

Tabela 2

Parametrul / Mineralul	Δt(μs/ft)	δ(g/cm³)
Sare	67	2,0
Argilă	140	2,5

Pentru calculele cantitative după procedeul descris mai sus, carotajele acustice și de densitate de la toate sondele au fost digitalizate cu un pas de 0,5—1 m, pe intervalele cu sare și utilizate într-un program de calcul automat care a permis cuprinderea volumului mare de date disponibile. În program, pe lîngă valorile individuale ale fracțiunilor V_S și V_A obținute din cele două carotaje (acustic și de densi-

tate) au fost calculate și valorile medii din aceste carotaje pentru fiecare interval de adîncime considerat. Aceste valori medii, din metru în metru, au fost luate în reprezentarea grafică a conținutului solubil-insolubil din plasele II și III. Rezultatele obținute indică variația conținutului în material insolubil al sării în cadrul aceleași sonde și de la o sondă la alta, în limitele valorilor medii pe intervale de la 6 la 31%.

Pe profilele 1(V—E) și 2(N—S) care sintetizează rezultatele interpretării calitative și cantitative a diagrafiei geofizice, alături de conținutul solubil-insolubil determinat indirect au fost reprezentate și rezultatele obținute pe baza analizei directe a probelor de sare *. Cele mai multe date de analiză au existat în sondele 2002/I și 2004/II', permițînd efectuarea unei medii a valorii conținutului în insolubil. În sonda 2002/I, valoarea medie a conținutului în insolubil pentru probele analizate pe intervalul de adîncime 580—1260 m, discontinuu, este 18,05% comparativ cu 16,96% obținut din diagrafia geofizică. În sonda 2004/II', valoarea medie a conținutului în insolubil pentru probele analizate din intervalul 973—1614 m este de 19%, față de 18,7% obținut din diagrafia geofizică pe intervalul de adîncime 1131—1630 m.

Se poate constata o concordanță deosebit de bună a datelor obținute prin cele două metode de analiză. Cu toate acestea, metoda de analiză propusă, folosind datele diagrafiei geofizice prezintă, cel puțin, două avantaje esențiale :

— dă rezultate continui pe intervalele analizate ;

— rezultatele sînt mult mai reprezentative datorită faptului că volumele de mediu implicate în măsurătoare sînt mult mai mari decît volumele probelor analizate.

Pe intervalele cu sare, interpretarea calitativă este confirmată și completată de datele analizei cantitative.

Existența unor intervale argiloase alternînd cu sarea precum și variația conținutului în argilă al sării așa cum rezultă din analiza cantitativă a diagrafiei geofizice, sugerează o structură internă foarte complicată a masivului de sare Slătioarele.

3.2.2. *Estimarea parametrilor elastici ai sării după datele diagrafiei geofizice.* În calculele de dimensionare a golurilor subterane și pilierilor de siguranță la exploatarea sării prin sonde precum și a golurilor de înmagazinare subterană în sare, sînt necesare date cu privire la parametrii fizico-mecanici ai sării. Plecînd de la această necesitate, pe cazul concret al masivului de sare Slătioarele—Argeș a fost utilizat procedeul propus de Tixier, Loveless și Anderson (1975) pentru determinarea modulului de elasticitate longitudinală E, modulului de elasticitate transversală G, coeficientului de compresibilitate C_B și coeficientului Poisson μ ale rocilor după datele diagrafiei acustice și de densitate.

Relațiile indicate sînt următoarele :

— Pentru modulul de elasticitate transversală G :

$$G = 1{,}34 \cdot 10^{10} \frac{A\delta}{\Delta t^2} \text{ (psi)} \qquad (11)$$

* Analizele au fost efectuate și furnizate de ICPPG—București

V

E

SONDA A

CONȚINUTUL SOLUBIL-INSOLUBIL DIN:

ANALIZA PROBELOR

DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

SONDA 2004/II'

CONȚINUTUL SOLUBIL-INSOLUBIL DIN:

ANALIZA PROBELOR

DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

CONȚINUTUL SOLUBIL - INSOLUBIL DIN:

ANALIZA PROBELOR

DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

SONDA C

LEGENDA

- Nisip — Sand
- Marnă (argilă) — Shale
- Marnă nisipoasă — Sandy shale
- Nisip marnos — Shaly sand
- Sare — Salt
- Sare argiloasă — Shaly salt
- Sare foarte argiloasă — Very shaly salt

Planșa II — Profilul I (E—V) — Rezultatele interpretării calitative și cantitative a diagrafiei geofizice complexe.

N

S

SONDA 2003/B

CONȚINUTUL SOLUBIL-INSOLUBIL DIN DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

SONDA 2002/1

CONȚINUTUL SOLUBIL-INSOLUBIL DIN:

ANALIZA PROBELOR

DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

SONDA 2001

SONDA D

CONȚINUTUL SOLUBIL-INSOLUBIL DIN:

ANALIZA PROBELOR

DIAGRAFIA GEOFIZICĂ

LEGENDA

- Nisip — Sand
- Marnă(argilă) — Shale
- Marnă nisipoasă — Sandy shale
- Nisip marnos — Shaly sand
- Sare — Salt
- Sare argiloasă — Shaly salt
- Sare foarte argiloasă — Very shaly salt

Planșa III — Profilul 2(N—S) — Rezultatele interpretării calitative și cantitative a diagrafiei geofizice complexe.

— Pentru coeficientul de compresibilitate C_B :

$$1/C_B = 1{,}34 \cdot 10^{10} \frac{B\delta}{\Delta t^2} \text{ (psi)} \tag{12}$$

în care :

$$A = \frac{1 - 2\mu}{2\,(1 - \mu)} \quad \text{și} \quad B = \frac{1 + \mu}{3(1 - \mu)}, \tag{13}$$

— Valorile coeficientului Poisson (μ) sînt determinate prin folosirea unei relații empirice între μ și conținutul din argilă (V_{MA}) ;

$$\mu = 0{,}124\ V_{MA} + 0{,}27. \tag{14}$$

Coeficientul $1{,}34 \cdot 10^{10}$ în relațiile (11) și (12) adaptează unitățile cînd se exprimă densitatea în g/cm³ și timpul de parcurs din carotajul acustic, în $\mu s/ft$.

Relațiile (11) și (12) se demonstrează plecînd dela expresia cunoscută a vitezei undelor longitudinale funcție de modulul lui Young (E), densitate (δ) și coeficientul Poisson (μ) :

$$V_L = \sqrt{\frac{E}{\delta} \cdot \frac{1 - \mu}{(1 - 2\mu)\,(1 + \mu)}}, \tag{15}$$

în care s-a exprimat viteza undelor longitudinale ca mărimea inversă a timpului de parcurs ($1/\Delta t$), așa cum este înregistrat în carotajul acustic și de la relațiile între parametrii G, E, μ și C_B :

$$G = \frac{E}{2(1 + \mu)} \tag{16}$$

$$k = 1/C_B = \frac{E}{3(1 - 2\mu)} \tag{17}$$

în care :

k — modulul de compresibilitate volumică.

Ținînd seama de faptul că : 1 psi = 0,07031 kg/cm² relațiile (11) și (12) se transformă în :

$$G = 0{,}942 \cdot 10^9 \frac{A\delta}{\Delta t^2} (\text{kg/cm}^2) \tag{18}$$

și,

$$C_B = 1{,}062 \cdot 10^{-9} \frac{\Delta t^2}{B\delta} (\text{cm}^2/\text{kg}). \tag{19}$$

Modulul de elasticitate longitudinală E a fost calculat cu relația :

$$E = 2(1 + \mu) G, \tag{20}$$

iar coeficientul Poisson cu relația (14), în care V_{MA} este conținutul mediu în argilă al sării.

Variația parametrilor μ, E, G și C_B pe intervalele cu sare, din metru în metru este ilustrată pentru sonda 2002/I (planșa IV). Apreciem ca semnificative valorile medii ale parametrilor dinamici E, G și C_B pe intervalele indicate, unde a fost realizată investigarea cu carotajele acustice și de densitate. În zonele în care nu s-a dispus de carotajul de densitate, din calcul s-a estimat numai coeficientul Poisson. Limitele de variație a parametrilor elastici determinați sînt indicate în tabela 3.

Tabela 3

SONDA	μ	$E \times 10^5$ (kg/cm²)	$G \times 10^4$ (kg/cm²)	$C_B \times 10^{-6}$ (cm²/kg)
A	0,285—0,310	1,9—2,9	7,2—11,2	4,35—5,6
C	0,280—0,310	1,5—3,0	5,8—11,6	4,25—7,25
D	0,280—0,320	1,8—3,1	7,0—12,0	4,75—6,0
2002/I	0,280—0,320	1,5—3,0	6,0—12,2	4,0—7,0
2004/II′	0,285—0,335	1,6—2,4	6,2—9,2	5,0—7,0

CONCLUZII

1. Utilizarea diagrafiei geofizice complexe în cercetarea sistematică a masivului de sare Slătioarele—Argeș reprezintă prima lucrare de acest gen din țara noastră ; pînă acum diagrafia geofizică a fost folosită pe scară largă la cercetarea sondelor săpate pentru hidrocarburi, cărbuni și minereuri ;

2. În aplicațiile pentru săruri minerale, în general, s-au utilizat numai carotajele electrice și radioactive (gama și neutron-gama) în scopul determinării prezenței sării în contrast cu formațiunile terigene și, eventual, determinarea conținutului în săruri de potasiu ;

3. Problemele cercetării geologice complexe a masivului de sare Slătioarele—Argeș au ridicat necesitatea elaborării, adaptării, experimentării și punerii în aplicare a unor procedee de valorificare în detaliu a diagrafiei geofizice, în scopul stabilirii în final a calității sării traversate prin foraje ;

4. Rezultatele obținute în urma analizei detaliate a diagrafiei înregistrate în cele șase foraje adînci de explorare executate pe masivul de sare Slătioarele—Argeș s-au concretizat în :

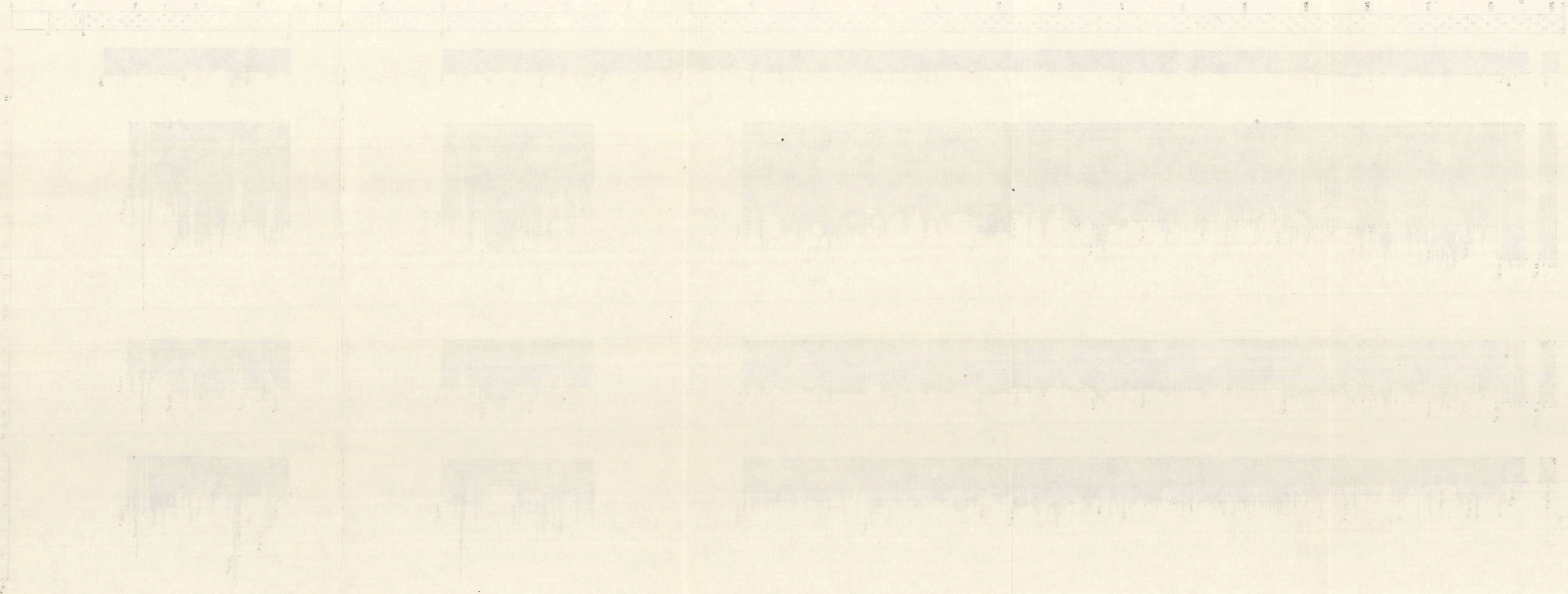
— determinarea litologiei formațiunilor traversate ;

— delimitarea sării și separarea intervalelor cu sare argiloasă ;

— determinarea conținutului solubil-insolubil, în mod continuu pe intervalele cu sare ;

— estimarea parametrilor elastici în situ ai sării ;

Planşa IV — Parametrii elastici ai sării in situ după diagrafia geofizică — sonda 2002/I.



5. Programul de investigare geofizică realizat și experimentat pe masivul de sare Slătioarele—Argeș precum și procedeele prezentate de valorificare a diagrafiei pot fi aplicate, cu adaptările corespunzătoare, în explorarea geologică a oricărui masiv de sare din țară.

Primit la redacție la 19 ianuarie 1976

BIBLIOGRAFIE

DOWSON-GROVE, G. E. (1969), *Sonar Caliper Applications in Western Canada*, SPWLA Tenth Annual Logging Symposium Transactions

NEGUȚ, A. (1975), *Raport privind interpretarea diagrafiei geofizice înregistrare la sondele A, C, D, 2002/I, 2003/B și 2004/II'— Slătioarele—Argeș*, Arhiva Catedrei de inginerie geologică și geofizică, Fac. geologie și geografie, Univ. din București.

ROPER, W. A., JONES, V. A., Jr. (1968), *Improved Simultaneous Determination of Formation Properties from Well Logs*, SPE-Paper Number PC 171.

SCHLUMBERGER (1974 Edition), Log Interpretation, Vol II— Applications, Schlumberger Limited, 106—108.

TIXIER, M. P., ALGER, R. P. (1970), *Log evaluation of nonmetalic mineral deposits*, Geophysics, **35**, *1*, 124—142.

TIXIER, M. P., LOVELESS, G. M., ANDERSON, R. A. (1975), *Estimation of formation strength from the mechanical properties log*, The Journal of Petroleum Technology, 27, March, 283—293.

THE CONTRIBUTIONS TO THE GEOPHYSICAL WELL LOGS EVALUATION IN THE EXPLORATION OF SLATIOARELE—ARGES SALT DOME

(ABSTRACT)

Six exploration deep wells were drilled on the Slatioarele—Argeș salt dome. A full program of geophysical well logs has been achieved in these wells.

The results of well logs evaluation for lithology, detection of salt, separation of shaly salt, determination of salt and insolubles content in the salt dome and estimation of some mechanical properties of salt are presented in the paper.

CÎTEVA INFORMAȚII CANTITATIVE ASUPRA SEISMULUI VRÎNCEAN DIN 4 MARTIE 1977

DE

LIVIU CONSTANTINESCU

Universitatea din București

Cutremurul de pămînt din 4 martie 1977 va constitui, fără îndoială, obiectul multor cercetări viitoare, destinate să conducă la cunoașterea și înțelegerea diferitelor lui particularități, ca substrat fenomenologic și ca manifestări sub cele mai variate aspecte. Există, pentru aceasta, atît solicitări de ordin științific și interese de ordin practic cît și un bogat material de observație, reprezentat de informații macroseismice ca și de date instrumentale, înregistrate la numeroase stațiuni ale rețelei seismologice mondiale.

Dacă efectuarea unor asemenea cercetări necesită timp, în așteptarea lor se pot da, totuși, unele informații care caracterizează cantitativ cutremurul și care, fixîndu-i principalele trăsături, evită celor interesați tatonările inevitabile în vagul calitativului. Rezultată din asocierea cîtorva informații locale cu foarte numeroase date ale unei largi colaborări internaționale, impresionantă prin promptitudinea ca și prin amploarea ei, documentația deja existentă cu privire la seismul din 4 martie 1977 se poate dovedi, astfel, utilă chiar de pe acum. Cu acest titlu ea este prezentată sumar în cele ce urmează.

1. CARACTERISTICI INTRINSECE

Ultimele calcule efectuate la Centrul Seismologic Europeo-Mediteranian de la Strasbourg, pe baza datelor înregistrate la stațiuni situate la distanțe epicentrale cuprinse între 7 km și 10 489 km — s-au utilizat informațiile de la 316 stațiuni din cele 361 care au trimis date de înregistrare — , dau, în cazul seismului din 4 martie 1977, următoarele valori pentru cei cinci parametri care caracterizează cantitativ orice cutremur de pămînt :

Latitudinea epicentrului	$\varphi = 45^{\circ}81$ N $= 45^{\circ}\,48'{,}6$ N
Longitudinea epicentrului	$\lambda = 26^{\circ}79$ E $= 26^{\circ}\,47'{,}4$ E
Adîncimea hipocentrului	$h = 97$ km
Timpul la origine	$t_0 = 19^{h}\,21^{m}\,56^{s}{,}07$ GMT
Magnitudinea Richter	$M = 7{,}2$

Este, așadar, un cutremur subcrustal „intermediar", cu focarul în Vrancea, avînd epicentrul practic coincident cu epicentrul mediu vrîncean, calculat pe baza determinărilor de epicentre pentru 15 cutremure din această regiune (epicentru mediu definit de latitudinea de 45°,82 N și longitudinea 26°,60 E) și hipocentrul la extremitatea dinspre valorile mici ale intervalului de adîncimi în interiorul căruia se situează adîncimile

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 177–178, BUCUREȘTI, 1977

focarelor seismice vrîncene. Această relativă apropiere de suprafață a focarului și valoarea mare a magnitudinii explică efectele distrugătoare ale cutremurului, ordinul de mărime al adîncimii determinînd, în același timp, aria întinsă a regiunii afectate.

Din valoarea magnitudinii rezultă pentru energia eliberată de cutremurul din 4 martie 1977 valoarea de $1{,}58 \cdot 10^{22}$ ergi, care reprezintă aproximativ de douăzeci de ori energia medie anuală corespunzătoare regiunii seismice nr. 51 (România) din zonarea seismică Gutenberg-Richter a Pămîntului, valoare medie calculată pentru intervalul 1904—1952 ca fiind de $0{,}80 \cdot 10^{21}$ ergi.

2. CARACTERISTICI LA BUCUREȘTI

Prima sosire a undelor longitudinale (undele *P*) a fost înregistrată la București la ora $21^h\ 22^m\ 21^s{,}4$ timp local, deci la 25,3 secunde după producerea proceselor din focar. Seismografele fiind scoase din funcțiune, sosirea undelor transversale (undele *S*) n-a mai fost înregistrată dar ea a trebuit să aibă loc după aproximativ 19—20 secunde, deci la ora $21^h\ 22^m\ 41^s$.

Fără reperare precisă în timp, faza cutremurului care începe cu undele *S* și se prelungește în continuare cu undele de suprafață (undele *L*) a fost bine prinsă cantitativ pe accelerograma înregistrată la INCERC, atît ca mărime a accelerațiilor la locul înregistrării cît și ca durată. Din accelerogramă rezultă că valoarea maximă a acestor accelerații a fost după direcția orizontală NS de 20% din accelerația gravității, respectiv de 16% după direcția orizontală EV și de 10% după direcția verticală. Valoarea maximă a componentei orizontale a accelerației — cea care, în special, se manifestă distructiv asupra clădirilor — se apropie de 25% din valoarea accelerației gravității dar nu o depășește, cum ar sugera valorile maxime ale componentelor NS și EV, căci ele nu sînt atinse simultan.

Din înregistrarea efectuată la INCERC mai rezultă durata fazei maxime a cutremurului la București, de circa 30 de secunde, care adăugată intervalului de 20 de secunde dintre sosirea undelor *P* și a undelor *S* dă, pentru durata cutremurului la București, valoarea de 50 de secunde. De asemenea mai rezultă ca perioadă medie a undelor seismice în faza de maxim perioada de circa 1,3—1,4 secunde.

Este de remarcat că, pe cînd unele din datele pentru București sînt, practic, valabile pentru tot teritoriul municipiului (sosirea undelor, durata), altele aparțin numai locului în care au fost obținute (componentele accelerațiilor, perioada de oscilație).

Trebuie subliniat, în încheiere, faptul că nu sînt de așteptat modificări importante ale informațiilor cantitative date în cele ce precedă. Valorile parametrilor de localizare a focarului cutremurului, rezultate din calculele efectuate la Strasbourg la o lună și jumătate după cutremur, pe baza înregistrărilor a 316 stațiuni, nu diferă semnificativ de cele obținute la numai cîteva ore după producerea pe baza datelor a 18 stațiuni iar magnitudinea a rămas la valoarea dată la mai puțin de o oră de la producerea seismului, după înregistrarea unei singure stațiuni.

CONTRIBUȚIA LUI ȘTEFAN HEPITES LA DEZVOLTAREA GEOFIZICII [1]

DE

LIVIU CONSTANTINESCU

Universitatea din București

Cu un deceniu în urmă, mai precis la 25 mai 1966, ziarele din Stockholm dădeau, în cadrul unei relatări avînd ca obiect o reuniune științifică cu prelungiri și pe plan diplomatic, o informație referitoare la România, pe care ambasada noastră din capitala Suediei a considerat-o demnă să fie semnalată autorităților din țară. De altfel și ziarele suedeze o prezentau ca ceva deosebit, unul din ele scoțînd-o chiar în relief printr-un subtitlu: „Surpriza română".

Despre ce era vorba? Suedia convocase o conferință restrînsă, în al cărei cadru reprezentanții autorizați a opt țări — una fiind România — urmau să examineze posibilitățile de colaborare în vederea realizării unui schimb de informații seismologice, considerat util în legătură cu un eventual acord internațional de interzicere completă a exploziilor nucleare. Scurta dare de seamă, prezentată în etapa preliminară a conferinței, asupra rețelei seismologice române, a potențialităților și realizărilor ei, menționase, printre altele, și faptul că aceasta avea un trecut, primele înregistrări de cutremure de pămînt datînd în România din anul 1902, precedate de observații instrumentale izolate începute chiar cu un deceniu mai de vreme și încadrate de informații macroseismice obținute într-o rețea sistematic organizată.

Începutul atît de timpuriu și de serios al cercetărilor seismologice în această parte a Europei nu era cunoscut nici de către unii specialiști și menționarea lui, chiar cu titlu accesoriu, constituia „surpriza română". Surpriză, evident pentru că organizarea unor cercetări seismologice nu prea era de așteptat din partea micii Românii — mai ales în chiar epoca de început a seismologiei științifice instrumentale — dar și pentru că aceste cercetări se prezentau ca fiind cu totul la zi, la acea dată, nu numai cu priorități indiscutabile ci și într-un cadru și cu o amploare ce depășeau, în multe privințe, pe cele ale lucrărilor de atunci din țările care se afirmaseră pe planul cercetărilor seismologice.

Contribuția de față la sărbătorirea înaintașului remarcabil care a fost, și în domeniul geofizicii, Ștefan Hepites începe cu relatarea acestui fapt pentru a arăta de la început importanța activității lui pe acest plan, prin prelungirile pînă în prezent ale unor realizări ale ei. Căci el a fost inițiatorul înregistrărilor seismologice și creatorul rețelei de observații macroseismice care au avut ecoul amintit, după cum tot el a avut o contribuție comparabilă, din multe puncte de vedere, și în alt mare domeniu al geofizicii, în geomagnetism.

---

[1] Evocare cu ocazia împlinirii a 125 de ani de la naștere.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 179–185, BUCUREȘTI, 1977

În legătură cu aceste două categorii de contribuţii vor fi aduse, în cele ce urmează, cîteva informaţii care să definească poziţia lui Hepites faţă de geofizică şi rolul pe care l-a avut el în dezvoltarea ei la noi în ţară şi chiar pe plan mondial. Prin conturarea naturii şi conţinutului acestor contribuţii şi subliniindu-le importanţa şi semnificaţia, vom aduce cel mai potrivit omagiu autorului lor, cu ocazia aniversării naşterii sale.

★

Trebuie spus, de la început, că realizările lui Hepites în seismologie şi geomagnetism sînt de prima mînă, atît prin crearea cadrului de desfăşurare şi organizarea exemplară a cercetării cît şi prin performanţele metrologice ale lucrărilor şi importanţa rezultatelor, deşi este vorba de produse oarecum secundare ale activităţii lui de cercetare, cu ponderea mare în meteorologie. Într-adevăr, polarizarea preocupărilor lui Hepites în cele două direcţii a fost provocată de constatarea, făcută cu ocazia vizitării institutelor meteorologice străine, că adeseori staţiunile meteorologice sînt, în acelaşi timp, şi staţiuni seismologice şi — ce-i drept mai rar — şi staţiuni geomagnetice. În orice caz, în cadrul institutelor meteorologice erau organizate şi cercetări de seismologie şi geomagnetism, organizare ale cărei prelungiri se mai întîlnesc şi azi, în unele cazuri (de ex. seismologia în Olanda şi Portugalia şi geomagnetismul în Danemarca şi Norvegia).

Ţinînd seama de această situaţie, Hepites s-a străduit şi a reuşit să organizeze, în cadrul Institutului meteorologic al României un serviciu seismologic şi un serviciu magnetic. Lucrul nu a fost uşor, cum se vede atît din amploarea justificărilor iniţiale ale necesităţii unor asemenea cercetări cît şi din numeroasele demersuri şi reveniri care au precedat realizarea celor două servicii, ca organizare şi, mai ales, ca dotare. În sprijinul solicitărilor sale privind procurarea de instrumente „relativ costisitoare cînd este vorba de înregistrarea automatică" — cum spune el — Hepites aduce argumente convingătoare, legate nu numai de interesul intrinsec al informaţiilor precise seismologice şi geomagnetice ci şi de aplicaţiile lor. Cerînd procurarea unor aparate de înregistrat sau măcar de semnalat cutremurele de pămînt, ele arată că „cutremurele n-au fost niciodată temeinic studiate la noi din punct de vedere al frecvenţei şi intensităţii lor" (Florinescu 1964, p. 24), pentru ca mai tîrziu să sublinieze şi faptul că „tectonica ţării noastre, strînsă între Carpaţi şi Balcani, merită în cel mai înalt grad de a fi cunoscută şi cel mai bun mijloc pentru a ajunge acolo este, pînă la un nou ordin, un studiu seismic amănunţit" (ibid., p. 27).

În privinţa lucrărilor de magnetism terestru, ceea ce scoate în relief Hepites este faptul că „există o relaţie incontestabilă între unele fenomene meteorologice şi variaţiunea elementelor magnetismului pămîntesc. Perturbaţiile atmosferice — adaugă el — sînt prevăzute de busolele magnetice şi se pare că chiar cutremurele de pămînt din localităţi foarte depărtate sînt anunţate de oscilaţiile anormale ale acelor magnetice" (ibid., p. 22).

Iată trasat, în linii de schiţă, dar chiar cu ajutorul lui Hepites cadrul în care el şi-a adus contribuţia de organizator şi cercetător în cele două domenii importante ale geofizicii : seismologia şi geomagnetismul. Urmează să examinăm acum, ceva mai de aproape, principalele elemente ale acestei contribuţii.

★

Interesul lui Hepites pentru seismologie își găsește pentru prima dată expresia scrisă în raportul de activitate al Institutului meteorologic pentru anul 1887, raport în care el cere și dotarea instrumentală în domeniul seismologiei. Un prim succes este reprezentat de procurarea, în 1889, a două seismoscoape, instrumente capabile să avertizeze sonor producerea unui cutremur, respectiv să repereze momentul ei, dar nu să înregistreze continuu. Aparate cu asemenea performanțe — de altfel relativ rare chiar la scară internațională în epoca aceea — au fost cerute de Hepites dar nu aveau să poată fi instalate la București decît în anul 1902.

În schimb, în deceniul care a precedat această instalare, Hepites a organizat o excelentă rețea de observații macroseismice, sprijinită pe rețeaua de stațiuni meteorologice și deservită de informatori seismici foarte bine instruiți. El a folosit, în particular, șocul psihologic al cutremurului din 14 octombrie 1892, de intensitate nu prea mare în România, totuși în măsură să provoace panică, atît pentru a mobiliza observatori seismici voluntari cît și pentru a convinge autoritățile de importanța studiului sistematic al fenomenelor seismice.

Culegînd și prelucrînd cu grijă toate datele macroseismice furnizate de rețeaua de observații pe care o organizase și întocmind, în paralel, și cataloage ale cutremurelor din trecut, Hepites ilustrează convingător tipul de rezultate la care pot conduce informațiile macroseismice și sugerează în ce măsură nivelul, precizia și eficacitatea cercetărilor se ridică cu ajutorul datelor instrumentale cu caracter cantitativ.

Sistemul de culegere de informații asupra cutremurelor de pămînt reprezentat de rețeaua macroseismică a lui Hepites a servit drept model pentru organizarea de rețele asemănătoare și în alte țări, mai întîi în Bulgaria, apoi și mai departe. Montessus de Ballore, care a introdus sistemul lui Hepites în Chile, l-a prezentat „ca exemplu de imitat pentru alte state" (Demetrescu, 1941). Rezultatele observațiilor macroseismice au fost utilizate nu numai de Hepites dar și de alți cercetători, dintre care sînt de citat, pe lîngă Montessus de Ballore, și De Martonne și Sieberg (Demetrescu, 1956).

Dovedindu-și interesul și utilitatea, acest sistem făcea, în același timp, să se resimtă necesitatea observațiilor sistematice și continue instrumentale, singurele în măsură să furnizeze informații autentic cantitative asupra cutremurelor. Într-un raport din 1884, Hepites afirmă, printre altele, că „o serie de seismografe... ne sînt de vădită necesitate pentru precizarea direcției și naturii cutremurelor de pămînt. Studiul cutremurelor de pămînt la noi rămîne de făcut" (Florinescu, 1964, p. 26). Raportul se bucură de succes și, în anul 1895, Hepites reușește să instaleze, în bune condiții, un microseismoscop și un seismometrograf. Începea, astfel, să fie justificat a se vorbi despre o stațiune seismologică la București. Totuși, despre o dotare instrumentală corespunzătoare a acestei stațiuni nu poate fi vorba decît în 1902, cînd se instalează, într-o încăpere special amenajată — destinată inițial stațiunii geomagnetice — două seismografe Bosch, de tipul celor în funcțiune atunci la stațiunea seismologică centrală a Europei de la Strasbourg. Acești doi penduli Bosch, cu masa de numai 10 kilograme și cu amplificare redusă, înregistrau continuu componentele

orizontale ale impulsului seismic. Unul din ei, cel al componentei N—S a fost menținut în funcțiune — cu unele întreruperi — pînă în anul 1958.

Deși de performanțe modeste, cei doi penduli Bosch ai lui Hepites au jucat un rol deosebit în dezvoltarea cercetărilor seismologice la noi în țară și chiar în evoluția seismologiei pe plan internațional, în special prin amplasarea lor geografică, într-o zonă a Pămîntului cu puține stațiuni seismologice și în apropierea unui focar seismic de interes cu totul particular ca cel din Vrancea. Iată cum este prezentat acest rol de către G. Demetrescu (1956) :

„Acești penduli au trecut în istoria seismologiei prin următoarea împrejurare :

Pe la 1925 începuse a se vorbi de posibilitatea cutremurelor adînci, posibilitate întrevăzută de unii seismologi, între alți de astronomul Turner, dar aprig combătută de geologi. Spre a rezolva această problemă atît de controversată, seismologul H. Jeffreys hotărî în 1934 să pună în cercetare 5 cutremure ce bănuia a fi adînci după rezidurile pe care, în discutarea observațiilor, le prezentau înregistrările seismografice din vecinătatea epicentrelor. Acele cutremure au fost următoarele :

— 1926, iunie 26 în estul Mediteranei ;
— 1929, februarie 1 în munții Hindu-Kush, Afganistan ;
— 1929, noiembrie 1 în România ;
— 1931, februarie 20 în estul Siberiei ;
— 1928, martie 29 în Pacific, Japonia.

Pentru studiul acestor cutremure era nevoie de înregistrări obținute în diverse stațiuni de pe tot Globul, dar mai cu seamă de înregistrări obținute la cît mai mare apropiere de epicentre. Înregistrările necesare au fost cerute din toate părțile.

Era nevoie deci și de date din România. În ianuarie 1935, printr-o scrisoare adresată Legației române din Londra, se cereau unele date macroseismice, deoarece, dacă acele date aveau să releve o întinsă arie pleistoseistă, se obținea o confirmare a ipotezei că seismul a fost adînc. Scrisoarea a ajuns la Observatorul nostru — spune G. Demetrescu — și astfel am putut răspunde nu numai cu datele macroseismice cerute, dar, cum se va vedea îndată, cu înregistrări seismice foarte utile, înregistrări obținute cu pendulii rămași de la Hepites. Cu cîtă îndoială, cu cîtă emoție au fost trimise înregistrările modeștilor noștri penduli, de numai 10 kg, pe vremea cînd, în alte părți, funcționau penduli de 21 tone iar, la București țineam nefolosiți 2 penduli ai lui Galițin !

În 1936, răspunsul la datele trimise de noi sosi sub forma unei broșuri întitulate *Cîteva cutremure cu focar adînc.*

Cutremurul din România era cel mai amplu studiat, pe temeiul celui mai mare număr de înregistrări obținute în lumea întreagă.

După ce arată interesul deosebit prezentat de acest cutremur, și rezultatele decisive pentru problema controversată a cutremurelor cu focare adînci, G. Demetrescu continuă : „Urmarea acelei epocale cercetări, la care Observatorul din București a adus o contribuție de seamă, a fost hotărîrea luată de comitetul de redacție al marii publicații *Sumarul Seismologic Internațional*, de a se introduce adîncimea focală în studiul tuturor cutremurelor mai adînci de 25 km.

Iată dar cum au intrat în istoria seismologiei moderne modeştii penduli ai lui Hepites şi caracteristicul focar seismic din munţii Vrancei".

★

Dacă în domeniul seismologiei meritul mare al lui Hepites este acela de a fi organizat şi dotat cadrul de cercetare şi de a fi cules şi sistematizat importante date de observaţie şi într-o mai mică măsură de a fi efectuat cercetări propriu-zise de perspectivă mai largă, în geomagnetism — unde a fost, de asemenea, un pionier al organizării — el ne-a lăsat şi autentice lucrări de cercetare, de mare amploare, reprezentînd „contribuţiuni la fizica globului", cum le numeşte singur, de o deosebită valoare. Bazate pe o documentare ştiinţifică la zi, fixînd şi principalele jaloane ale istoriei geomagnetismului pentru teritoriul român, folosind rezultatele unor determinări proprii de mare precizie intrinsecă şi cu semnificaţia considerabil ridicată prin prelucrări adecvate — în particular prin eliminarea variaţiilor în timp, — , aceste lucrări constituie termeni de referinţă pentru toate cercetările ulterioare de magnetism terestru din România (Hepites şi Murat, 1907).

Organizînd serviciul magnetic al Institutului meteorologic al României, în cadrul căruia a fost pus în funcţiune primul nostru observator magnetic, într-o clădire special construită din materiale amagnetice şi dotată corespunzător, Hepites a efectuat, în colaborare cu I. St. Murat, atît cercetări pe teren cît şi prelucrări ale datelor de înregistrare, aducînd contribuţii de interes deosebit pentru cunoaşterea distribuţiei geografice a cîmpului geomagnetic şi a evoluţiei lui în timp, pentru teritoriul român. Ampla lucrare care sintetizează ansamblul rezultatelor determinărilor geomagnetice se încheie cu „Concluzii", din care sînt demne de relevat următoarele observaţii :

„Întocmirea hărţilor magnetice este o lucrare lungă, minuţioasă şi mai presus de toate obositoare.

Numărul relativ restrîns de puncte, 72, în curs de trei ani în care am putut avea mijloacele necesare pentru îndeplinirea acestor cercetări, nu este decît pe jumătate din cel ce ne propusesem a întrebuinţa pentru alcătuirea definitivă a hărţii noastre. Această cerere a mea nu era nefundată căci punctele cu o prelungire dreptlinie arată, pe fiecare hartă în parte, locurile unde un element sau altul al magnetismului pămîntesc n-a fost găsit egal cu valoarea ce în mod normal ar fi trebuit să aflăm.

Toate aceste valori sunt perturbate, fie dintr-o rea cetire a instrumentelor — lucru ce, cu grija ce s-a pus la facerea lor nu se poate admite şi care în toate cazurile s-ar fi eliminat de la sine chiar prin metoadele întrebuinţate în observarea repetată de mai multe ori pentru unul şi acelaşi element — fie printr-o defectuoasă alegere a locului de observaţiuni — lucru ce iarăşi nu poate fi admis decît cu foarte mare improbabilitate, din cauză că în afară de 2, 3 locuri, pretutindeni aiurea ne-am instalat în cîmp departe de orice clădiri sau drum — fie din cauză că nu s-a ţinut în deajuns socoteala de perturbaţiunile trecătoare ce ar fi avut loc în momentul cînd se făceau experienţe, fie din cauză de perturbaţiuni locale.

Pentru a elucida lucrul, trebuiesc neapărat **făcute** nouă determinări în aceste puncte presupuse perturbate, motiv **pentru** care trăgînd pe hărţile, expuse vederii Domniilor voastre, liniile de egală valoare a diferitelor

elemente ale magnetismului pămîntesc, nu am ţinut socoteală de aceste valori presupuse perturbate pînă la probă contrarie.

Însă, aşa cum sunt, aceste hărţi reprezintă negreşit un progres însemnat asupra celor ce s-au făcut pînă acum în această ţară, şi, în aşteptarea hărţilor care vor reprezenta, cu toate sinuozităţile lor, distribuţiunea reală a diferitelor elemente ale magnetismului pămîntesc în România, credem că hărţile ce am avut onoarea a vă prezenta pe scara de 1/1 000 000 şi cari, reduse la o scară de trei ori mai mică, însoţesc această lucrare, vor aduce oarecari servicii în practica zilnică şi în cercetările de magnetism pămîntesc" (Hepites şi Murat, 1907).

★

La capătul unei prezentări oricît de sumare — şi aceasta este cazul de faţă — a contribuţiei importante aduse de Hepites în domeniul geofizicii, în speţă în seismologie şi în geomagnetism, este bine să se menţioneze că activitatea din care a rezultat această contribuţie s-a bucurat de apreciere atît în interiorul ţării cît şi pe plan internaţional. Să nu amintim decît faptul că Hepites a fost prezent, în mod activ, la organizarea colaborării internaţionale în cele două domenii importante ale geofizicii, chiar de la început, în particular că el a participat la primele două conferinţe internaţionale de seismologie, considerate de Sieberg (1904) că „au inaugurat o epocă nouă în seismologie", conferinţe care au precedat înfiinţarea Asociaţiei internaţionale de seismologie. Din conducerea acesteia Hepites a făcut parte pînă la integrarea ei în Uniunea Geodezică şi Geofizică Internaţională, în forma în care se găseşte şi acum.

Pe plan intern, contemporanii, în particular cei care l-au cunoscut mai de aproape, au fost impresionaţi îndeosebi de activitatea lui de organizator al cercetării, ceea ce, de altfel, nu este surprinzător. Pentru a scoate în relief acest aspect al activităţii lui Hepites — care rămîne, desigur, cel important pentru ansamblul realizărilor lui în geofizică, fără a implica, totuşi, ignorarea cercetării înseşi — citäm, în încheiere, o apreciere mişcătoare în exprimarea ei desuetă, în termeni puţin obişnuiţi într-un text ştiinţific, cum este cel din care este extrasă, apreciere făcută de către unul dintre colaboratorii lui cei mai apropiaţi (Murat, 1897) :

„Pe dealul Filaretului, la dreapta şoselei pentru acei care încep a urca după ce au traversat Câmpia Libertăţii, lipsită din ziua întrunirii de orice îngrijire care ar atesta sfinţenia numelui ce-l poartă, se opun privirii două clădiri măreţe prin misiunea lor, căci ele coprind o instituţiune cu menirea de a pătrunde în voinţa giganţilor zei şi semizei, cari în alte timpuri dispuneau de acele din puterile naturii cari astăzi alcătuiesc vremea noastră.

Pentru acei ce la noi vieţuiesc, privirea acestor clădiri, dacă nu totdeauna deşteaptă numele instituţiunii ei, apoi desigur, spontaneu şi fără ezitare, pentru acel ce ar vrea să dea o lămurire, îi apare numele fondatorului ei, al acelui care, lucrînd o viaţă întreagă hrănit de un dor fără margine şi de o activitate de pizmuit, a făcut din nimic o instituţiune demnă şi plină de speranţe, a creat Institutul meteorologic.

În el se vede cu prisosinţă mîna aceluia care l-a creat, căci nu e cel mai mic detaliu ce să fie făcut de altul şi dacă în multe locuri numele lui a întrecut pe acel al instituţiunii ce atîta o iubeşte, îi va ceda desigur în

urmă pasul, căci fericirea lui nu este decît speranța progresului, ce această instituțiune desigur va realiza".

Poate că noi, cei de azi, am exprima într-o formă diferită această apreciere privitoare la realizarea de ansamblu a organizatorului științific care a fost Ștefan Hepites : Institutul meteorologic dar, de fapt, constituind introducerea la prezentarea Observatorului magnetic, încadrat ca serviciu, alături de cel seismologic, în acest institut. Putem, totuși, să o subscriem și așa, în termenii ei generali și improprii pentru optica și acustica noastră, subînțelegîndu-i, totodată, și aplicarea specifică la domeniul geofizicii, în legătură cu care a fost exprimată atunci și menționată acum.

Primit la redacție la 18 aprilie 1977

BIBLIOGRAFIE

DEMETRESCU, G. (1941), *Organizarea unui serviciu seismologic in România*. Anuarul Obs. București (pentru anul 1942), Ed. Casa Școalelor, București.

DEMETRESCU, G. (1956), *Serviciul seismologic al Observatorului din București. Notă istorică*. St. cerc. Astr. Seism. *1*, p. 85.

FLORINESCU, AURELIAN (1964), *Ștefan C. Hepites (1851—1922)*, Edit. Academiei R. P. R., București.

HEPITES, ȘT. C. și I. ST. MURAT (1907), *Contribuțiuni la Fizica Globului*. Hărțile magnetice ale României la 1 Ianuarie 1906. Anal. Acad. Rom., Ser. II, **XXX**, 80 p.

MURAT, I. ȘT. (1897), *Observatoire magnétique de l'Institut Météorologique de Roumanie à Bucarest*. Anal. Inst. Met. Rom., **XIII**, Partea II, p. B 195 sq.

SIEBERG, A. (1904), *Handbuch der Erdbebenkunde*, Braunschweig, p. III.

ION VENCOV

(1903 — 1977)

Cutremurul de pămînt din 4 martie 1977, care a pus capăt atîtor vieți omenești, a făcut victime și în familia geofizicienilor români. Aceștia deplîng pierderea colegului lor Ion Vencov, unul dintre pionierii prospecțiunilor geofizice din țara noastră, și a soției sale.

Născut la 15 ianuarie 1903 în Buzău, într-o familie modestă, Ion Vencov și-a cîștigat pregătirea de bază la școala primară din orașul natal între anii 1909 și 1913. Mijloacele materiale limitate ale familiei nu i-au permis să continue fără întrerupere formarea sa de cultură generală, obligîndu-l să înceapă de timpuriu să muncească pentru a-și cîștiga cel puțin parțial existența. Abia în 1919 poate intra la liceul din Buzău, absolvindu-l în anul 1926. Urmează apoi cursurile Politehnicii din București, pe care le termină cu succes în 1931, obținînd diploma de inginer de mine. După efectuarea stagiului militar în anul 1932, are de înfruntat o nouă perioadă grea de luptă cu dificultățile materiale ale epocii de depresiune economică, neputînd găsi un serviciu corespunzător pregătirii sale timp de doi ani.

Activitatea profesională și-o începe tînărul inginer Ion Vencov în anul 1934, cînd este angajat la Serviciul de geofizică al societății „Astra Română", unde ocupă succesiv funcțiile de inginer geofizician practicant, inginer geofizician șef de echipă și inginer șef de secție de geofizică. În 1948, cu ocazia reorganizării cadrului de desfășurare a activității de cercetări geologice și geofizice din țara noastră, inginerul Ion Vencov trece la Secția de geofizică a Institutului Geologic — transformat în anul 1950 în Comitetul Geologic — , îndeplinind mai întîi funcția de șef de laborator, apoi pe acelea de director de subsecțiune și de director adjunct al Secției de geofizică. La înființarea Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare, în anul 1951 inginerul Vencov este numit șef al Serviciului de geofizică al întreprinderii, pentru a fi promovat, în anul 1961, șef al Serviciului de geofizică din Direcția generală de prospecțiuni și explorări geologice din Comitetul de Stat al Geologiei, funcție pe care o deține pînă la retragerea sa la pensie în anul 1970.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 15, P. 187–188, BUCUREȘTI, 1977

Parcurgînd întreaga filieră a funcţiunilor unui geofizician prospector, de la aceea de inginer geofizician practicant pînă la aceea de inginer şef de serviciu de geofizică, Ion Vencov a desfăşurat activităţi remarcabile la fiecare din nivelurile la care s-a găsit, în întregul domeniu al prospecţiunilor geofizice, în particular în prospecţiunile gravimetrice şi seismice. La activul său se înscriu ridicări pe teren cu gravimetrul, în epoca de introducere în tehnica gravimetrică a acestui instrument, apoi prospecţiuni seismice cu diverse procedee ale acestor metode, prelucrări ale datelor de observaţie, reprezentări cartografice adecvate, interpretări în termeni geologici ale rezultatelor geofizice, etc., operaţiuni efectuate cu pasiunea, cu grija şi cu priceperea specialistului care se ridică sistematic deasupra rutinei, mereu preocupat de introducerea noutăţilor conceptuale şi tehnice ca şi de valorificarea cît mai completă a rezultatelor directe ale activităţii sale.

Evident, o contribuţie importantă a avut inginerul Ion Vencov şi în formarea tinerilor specialişti. Cunoscînd din proprie experienţă dificultăţile pe care le au de înfruntat tinerii care se dedică unei profesiuni cu caracter complex ca aceea de geofizician prospector, cerînd aptitudini şi eforturi de formare uneori greu de armonizat, el s-a preocupat de perfecţionarea lor profesională, ajutîndu-i atît în pregătirea de specialitate cît şi în îndeplinirea obligaţiilor de serviciu. Pentru scurt timp, inginerul Vencov a îndeplinit şi obligaţii directe în domeniul formării de cadre de specialitate, ocupînd şi funcţia de conferenţiar pentru prospecţiuni seismice la Institutul de mine din Bucureşti.

Consemnate preponderent în rapoarte de serviciu, cu circulaţie limitată, şi comunicate mai mult în cercuri restrînse, rezultatele activităţii inginerului Ion Vencov au avut, totuşi, şi prelungiri în publicaţii de specialitate sau la reuniuni ştiinţifice la scară naţională şi internaţională. Pe lîngă realizarea mai multor studii seismice de sinteză pentru diferite regiuni ale ţării noastre, sînt de amintit în această privinţă, în particular, colaborările sale la redactarea primei hărţi gravimetrice a României — prezentată în anul 1957 la a XI-a Adunare generală a Uniunii Internaţionale de Geodezie şi Geofizică de la Toronto—Canada — şi la un studiu de mare sinteză privind structura geologică profundă a teritoriului român, pe baza datelor geofizice.

Încheind sumara prezentare a vieţii şi realizărilor inginerului Ion Vencov cu menţionarea acestei lucrări, Comitetul de redacţie al revistei noastre ţine să scoată în relief că ea a fost publicată pe primele pagini din primul număr al primului volum din „Studii şi cercetări de geofizică", cum se numea atunci revista. Faptul nu are atît semnificaţia unei priorităţi cît pe aceea a unui simbol: o piatră de temelie. Nu este singura piatră de temelie pusă de Ion Vencov, în viaţa sa curmată în mod violent, în contrast atît de strident cu felul său de a fi: placid, senin, imperturbabil. Deplîngînd pierderea sa prematură, revista noastră aduce un pios omagiu memoriei celui dispărut.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

— GEOLOGIE
— GEOFIZICĂ
— GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

— GÉOLOGIE
— GÉOPHYSIQUE
— GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE — GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, comunicări şi note din domeniile :

— gravimetrie,
— seismologie şi prospecţiuni seismice,
— fizica atmosferei şi meteorologie,
— geomagnetism şi aeronomie,
— electrometrie,
— prospecţiuni geofizice.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Nu se admit decît cel mult două corecturi la o coală dactilografiată. Fiecare exemplar va fi însoţit de figuri şi de grafice, care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da : titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IOANOVICI ş.a., **Geologia Munţilor Apuseni**, 1976, 743 p., 40 pl., 55 lei.

ION PETREUŞ, **Pirita sedimentară**, 1976, 134 p., 11 lei.

MIHAI BĂLAN, **Mineralogia zăcămintelor manganifere de la Iacobeni**, 1976, 124 p., 52 pl., 13,50 lei.

MIHAI CIOBANU, **Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamţ**, 1977, 160 p., 48 pl., 22 lei.

ION S. GRUESCU, **Gruparea industrială Hunedoara-Valea Jiului. Studiu de geografie economică**, 1972, 160 p., 4 pl., 10,50 lei.

IULIAN GAVĂT, RADU BOTEZATU şi MARIUS VISARION, **Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice**, 1973, 575 p., 9 pl., 41 lei.

ION IORDAN, PETRE GÎŞTESCU şi D. I. OANCEA, **Indicatorul localităţilor din România**, 1974, 277 p., 55 lei.

Atlasul Republicii Socialiste România Fascicula I, 1974, 8 pl., 200 lei, Fascicula II 1975, 12 pl., 200 lei.

CORNELIA GRUMĂZESCU, **Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic**, 1975, 148 p., 7 pl., 17,50 lei.

ELENA MIHAI, **Depresiunea Braşov, Studiu climatic**, 1975, 211 p., 1 pl., 11,50 lei.

St. cerc. geo., geofiz. geogr., GEOFIZICĂ, T. 15, p. 1—18, Bucureşti, 1977

I. P. I. c. 7422

43 867

Lei 40.—